MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/12.27.13.25-TDI

ESTUDO SOBRE TEMPESTADES COM POTENCIAL DE GERAR DESASTRES NATURAIS NO INTERIOR DO ESTADO DE SÃO PAULO, UTILIZANDO RADARES DE POLARIZAÇÃO SIMPLES

Rafael Vernini Padovani

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Jose Antonio Marengo Orsini, e Demerval Soares Moreira, aprovada em 20 de dezembro de 2019.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3ULA5AS>

INPE
São José dos Campos
2019

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/12.27.13.25-TDI

ESTUDO SOBRE TEMPESTADES COM POTENCIAL DE GERAR DESASTRES NATURAIS NO INTERIOR DO ESTADO DE SÃO PAULO, UTILIZANDO RADARES DE POLARIZAÇÃO SIMPLES

Rafael Vernini Padovani

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Jose Antonio Marengo Orsini, e Demerval Soares Moreira, aprovada em 20 de dezembro de 2019.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3ULA5AS>

INPE
São José dos Campos
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Padovani, Rafael Vernini.

P136e Estudo sobre tempestades com potencial de gerar desastres naturais no interior do estado de São Paulo, utilizando radares de polarização simples / Rafael Vernini Padovani. – São José dos Campos : INPE, 2019.

xxviii + 160 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/12.27.13.25-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

Orientadores : Drs. Jose Antonio Marengo Orsini, e Demerval Soares Moreira.

1. Radar meteorológico. 2. Tempestades. 3. GPM. 4. Índice de severidade. 5. Desastres naturais. I.Título.

CDU 551.508.85(815.6)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Rafael Vernini Padovani***

Título: **"ESTUDO SOBRE TEMPESTADES COM POTENCIAL DE GERAR DESASTRES NATURAIS NO INTERIOR DO ESTADO DE SÃO PAULO UTILIZANDO RADARES DE POLARIZAÇÃO SIMPLES"**

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em ***Meteorologia***

Dr. Daniel Alejandro Vila

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Dr. Jose Antonio Marengo Orsini

Orientador(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Dr. Demerval Soares Moreira

Orientador(a) / UNESP / São Paulo - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Dra. Izabelly Carvalho da Costa

Membro da Banca / CPTEC/INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado *( ) Reprovado*

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 20 de dezembro de 2019

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em

Meteorologia

Dr. Ernani de Lima Nascimento

Convidado(a) / UFSM / Santa Maria - RS

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 20 de dezembro de 2019

Aos meus pais ***Leonarda*** *e* ***Reginaldo****, ao meu irmão* ***Vitor****, aos meus avós* ***Grazia*** *e* ***Nelson*** *(in memorian), e à minha tia* ***Fátima*** *(in memorian).*

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Leonarda e Reginaldo, meu irmão, Vitor, e minha avó, Grazia, que me apoiaram incondicionalmente desde os primeiros momentos.

Aos meus orientadores, Dr. Jose Antonio Marengo Orsini e Dr. Demerval Soares Moreira, pela dedicação, paciência e amizade ao longo deste trabalho.

Ao Dr. Carlos Augusto Morales, ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado e à Dra. Izabelly Carvalho da Costa, pelas discussões e sugestões que me auxiliaram muito ao longo deste trabalho.

À Dra. Ana Maria Gomes e à Dra. Clara Miho Narukawa Iwabe, pela amizade, pelos anos de orientação da graduação e pela inspiração em seguir na pós-graduação.

Ao PhD. Mike Dixon (NCAR), pelo auxílio com o TITAN.

À minha companheira e melhor amiga, Dóris Palma, que sempre me apoiou em todos os momentos bons e ruins.

Aos amigos e colegas que conheci na pós-graduação, Thiago Biscaro, Rute Ferreira, Mateus Nunes, Raphael Rocha, Bruno Zanetti, Luciano Ritter, Ivette Hernández, Ludmilla Conti, José Paulo, Stefane Freitas, Cristiano Eichholz, Sildiscley Coelho, Joao Huaman, Tamires Alybia, Milena Dantas, Ernani Fazolo, Michell Germano, pelas discussões acadêmicas, madrugadas viradas e companheirismo durante essa caminhada.

Aos meus amigos de sempre, Ivan Mori, William Bursi, Lucas Bueno, Renan Silva, Lucas Suzigan e Camila Barbosa, que, de uma forma ou de outra, me ajudaram emocionalmente a concluir esse trabalho.

Aos colegas Demilson Quintão, Hermes França e Jaqueline Kokitsu da Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho"(UNESP) pelo fornecimento dos dados de radar utilizados neste trabalho e pelas discussões geradas.

Enfim, a todos que colaboraram de forma direta ou indireta para elaboração deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho teve entre seus objetivos estudar as características de tempestades convectivas que causaram desastres naturais sobre o interior do estado de São Paulo (IESP) a partir de dados de refletividade de radares meteorológicos de polarização simples. Foram selecionados 25 eventos de danos à vida e à propriedade registrados no BDDNI (Banco de Desastres Naturais do IPMET) que ocorreram dentro da área de cobertura dos radares de Bauru (BRU) e Presidente Prudente (PPR). O período de estudo foi de 4 anos, entre 2015 e 2018. Os dados de radar foram avaliados através de uma metodologia de calibração de dados de radares de superfície (GR) comparados com amostragens coincidentes do radar de precipitação (dPR) do satélite GPM. O software TITAN (NCAR) foi utilizado para identificação, análise, rastreio e previsão das tempestades sobre o IESP e, para isso, foram feitos testes de sensibilidade do algoritmo. Também foi feita uma estatística descritiva das tempestades de 4 anos de dados de BRU e PPR. Dos eventos selecionados do BDDNI, 18 deles foram utilizados como controle, 5 como testes e 2 como estudos de caso para avaliação dos padrões dos parâmetros de refletividade VIL, DVIL, VIHM, HMA, MAXZ, ECHOTOP, volume, suas respectivas derivadas temporais, além de FOKR, POH e HMAXZ. Entre os resultados, foi observado que BRU e PPR subestimavam a refletividade em 13 e 11 dBZ, respectivamente, e após análise das flutuações temporais dessas subestimativas, *offsets* foram aplicados como correção às matrizes 3-D de refletividade. Após os testes de sensibilidade, foram escolhidos a resolução de 1 km x 1 km x 1 km para construção das matrizes 3-D de e o limiar de 40 dBZ e 16 km^3 para identificação de células no TITAN. Para BRU e PPR, respectivamente, foi observado que as famílias de tempestades ocorreram em maior parte no verão (49 e 45,9%), com deslocamento preferencial para ESE e que iniciação convectiva ocorreu principalmente no período da tarde. Também foi observado uma relação entre os parâmetros de refletividade média e máxima e topo médio e máximo com as estações do ano e que houve uma correlação entre máximo volume e tempo de duração das famílias de tempestade (0,59 e 0,58) e entre o topo médio e o volume médio (0,57 e 0,56). Para os eventos do BDDNI, foi observado um padrão de "crescimento" ("colapso") de VIL, DVIL e VIHM, e suas derivadas temporais, nos momentos imediatamente anterior (durante) o evento, considerando o horário aproximado, padrão que não foi observado com os outros parâmetros de refletividade. A partir da avaliação do conjunto controle, foi construído um índice de severidade a partir das derivadas temporais de VIL, DVIL e VIHM normalizados. Por conta da heterogeneidade dos eventos, os intervalos entre os percentis de 25% e 75% dos valores nominais desses 3 parâmetros foram utilizados para criar 3 categorias de tempestade que auxiliaram na interpretação do índice dinâmico. Após testes, o índice mostrou-se uma ferramenta objetiva satisfatória para utilização no monitoramento e previsão de tempestades com potencial para gerar desastres naturais.

Palavras-chave: Radar meteorológico. Tempestades. GPM. Índice de severidade. Desastres Naturais.

STUDY OF THUNDERSTORMS WITH POTENTIAL TO GENERATE NATURAL DISASTERS IN THE STATE OF SÃO PAULO USING SIMPLE POLARIZATION RADARS

ABSTRACT

This work had among its objectives to study the characteristics of thunderstorms that caused natural disasters in the interior of the state of São Paulo (IESP) from reflectivity data of simple polarization weather radar. Were selected 25 records of damage to life and property events of BDDNI that occurred within the coverage area of the Bauru radars (BRU) and Presidente Prudente (PPR). The study period was 4 years, between 2015 and 2018. Radar data were evaluated using a calibration methodology of ground radar (GR) data compared with coincident sampling of precipitation radar (dPR) of the GPM satellite. TITAN (NCAR) software was used for identification, analysis, tracking and forecasting of storms over IESP and, for this, sensitivity tests of the algorithm were made. Descriptive statistics of 4-year storms from BRU and PPR data were also performed. Of the selected BDDNI events, 18 of them were used as controls, 5 as tests and 2 as case studies to evaluate the patterns of reflectivity parameters VIL, DVIL, VIHM, HMA, MAXZ, ECHOTOP, volume, their respective temporal derivatives, and from FOKR, POH and HMAXZ. Among the results, it was observed that BRU and PPR underestimated reflectivity by 13 and 11 dBZ, respectively, and after analysis of the temporal fluctuations of these underestimates, offsets were applied as a correction to the 3-D reflectivity matrices. After the sensitivity tests, a resolution of 1 km x 1 km x 1 km was chosen for the construction of 3-D arrays and the 40 dBZ and 16 km3 threshold for cell identification in TITAN. For BRU and PPR, respectively, it was observed that storm families occurred mostly in summer (49 and 45.9%), with preferential displacement to ESE and convective initiation occurred mainly in the afternoon. It was also observed a relation between the average and maximum reflectivity parameters and average and maximum top with the seasons of the year and that there was a correlation between maximum volume and duration of storm families (0.59 and 0.58) and between the middle top and the average volume (0.57 and 0.56). For BDDNI events, a VIL, DVIL and VIHM "growth" ("collapse") pattern and their temporal derivatives were observed at the moments immediately preceding (during) the event, considering the approximate time, a pattern that was not observed with the other reflectivity parameters. From the evaluation of the control set, a severity index was constructed from the normalized temporal VIL, DVIL and VIHM derivatives. Due to the heterogeneity of the events, the intervals between the 25% and 75% percentiles of the nominal values of these 3 parameters were used to create 3 storm categories that aided in the interpretation of the dynamic index. After testing, the index proved to be a satisfactory objective tool for use in monitoring and forecasting storms with potential to generate natural disasters.

Keywords: Weather radar. Storms. GPM. Severity index. Natural Disasters.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

1.1 Mapa de topografia de parte da América do Sul, incluindo o Brasil e destaque do estado de São Paulo e seus municípios. 3
1.2 Mapa de topografia com a área de cobertura volumétrica dos radares PPR, BRU, SRO, SLP,PCO e TXS. 4

2.1 Mapa das mesorregiões do ESP com registros do total dos eventos de 1991 a 2012. 9
2.2 Percentual dos desastres naturais mais recorrentes no ESP, no período de 1991 a 2012. 10
2.3 Idealização da distribuição de energia emitida por um radar em um lóbulo principal e uma série de lóbulos laterais. 14
2.4 Parte externa (esquerda) e interna da caixa onde se localizam o transmissor, receptor e circulador (centro) e o radome (direita) de BRU. . . . 15
2.5 Esquema de varredura de um PPI, sem considerar a curvatura do feixe devido à refração. 19
2.6 Refração padrão, subrefração, superrefração e ducto, considerando as alturas Z1, Z2, Z3, Z4 do feixe para um ponto S, respectivamente. 20
2.7 Esquema de uma tempestade de célula ordinária em três estágios de desenvolvimento (a) estágio de *cumulus*, (b) estágio maduro, e (c) estágio de dissipação. As isotermas de 0 e -40 estão indicadas em cor vermelha. . 21
2.8 Esquema de uma tempestade multicelular desenvolvendo-se em um ambiente de forte cisalhamento vertical do vento. 22
2.9 Estrutura de uma supercélula clássica. Seção transversal horizontal (esquerda) da estrutura em baixos níveis em ecos de radar e (direita) esquema da aparência do ponto de vista de um observador localizado ao sul da tempestade. 24
2.10 Esquema básico de uma imagem composta de radar para tempestades supercélulas (para o hemisfério norte) com (a) seções transversais horizontais e (b) e (c) seções transversais verticais; a escala de refletividade está em dBZ; BWER são regiões de fracos ecos e $Z_e$max indicam as regiões de ecos mais fortes. 25
2.11 Seção transversal representativa de uma LI em latitudes médias. 26
2.12 Possíveis caminhos entre tempestades em intervalos de tempo consecutivos. 29
2.13 Fusão (esquerda) e divisão (direita) de tempestades. 30

2.14 Previsão baseada no histórico ponderado. 31
2.15 Histórico de translação da tempestade para (esquerda) fusão e (direita) divisão da tempestade. 32
2.16 Probabilidade de ocorrência de granizo (POH) à superfície de acordo com a altura do contorno de 45 dBZ com relação ao nível de congelamento (0°C). 37

3.1 Mapa de topografia do estado de São Paulo, com a área de cobertura volumétrica de BRU e PPR. 39
3.2 Elevações de BRU com relação a altura e a distância, considerando a abertura de 2° do feixe. 40
3.3 Elevações de BRU, com relação a altura e a distância, considerando o centro do feixe. 41
3.4 Distribuição horizontal e vertical de valores de refletividade obtidos pelos radares PR (acima) e Bauru (abaixo) para o dia 13 de Janeiro de 1999. Os círculos correspondem a uma distância de 150 km do radar. 43
3.5 Histograma da diferença GR-PR (esquerda) e gráfico de dispersão da diferença GR-PR versus o valor da refletividade do PR (direita). 44
3.6 Histograma dos valores de refletividade do PR do TRMM (esquerda), do GR – radar SRO (centro) e a diferença entre PR-GR (direita). 44
3.7 Calibração da rede de radares meteorológicos do SIPAM. O viés descreve a diferença em dBZ entre o GR e o TRMM-PR. Valores positivos devem ser subtraídos da refletividade do GR e valores negativos devem ser somados. NCM indica sem casos correspondentes entre os dois sensores. ORB indica o número de órbitas do TRMM usadas para computar o viés. 45
3.8 Estratégia de varredura do dPR/GPM. 46
3.9 Fluxograma da metodologia de comparação dos dados do dPR com os dados dos GR (BRU e PPR). 48
3.10 Exemplo de amostragem do sensor dPR do satélite GPM sobre a América do Sul 50
3.11 Agrupamento de células em relação à área (km^2) e ao maior raio (km). . 59
3.12 Classificação das células em relação à área (km^2) e ao maior raio (km). . 60

4.1 Histogramas de distribuição de refletividade de dPR e GR (esquerda) e histograma de distribuição de diferença de refletividade dPR-GR (direita); considerando o GR BRU (superior) e PPR (inferior). 68
4.2 Série temporal da média das diferenças de refletividade dPR-BRU para 24 amostras de casos coincidentes com os respectivos pontos de mudança. 69

4.3 Série temporal da média das diferenças de refletividade dPR-PPR para 26 amostras de casos coincidentes com os respectivos pontos de mudança. 71
4.4 Gráficos de densidade de espalhamento de comparação de refletividade dos GR com o dPR para dados não corrigidos (superior) e corrigidos (inferior). 72
4.5 Gráficos de densidade de espalhamento de comparação de refletividade da diferença dPR-GR (BRU e PPR) com o dPR para dados antes e após as correções. 73
4.6 Três casos de teste de β do dPR-GR para (a) BRU e (b) PPR. 74
4.7 Amostragem de refletividade do CAPPI 3 km do dPR (esquerda), de BRU sem correção (central superior) e de BRU após a correção (central inferior); amostragem da diferença dPR-BRU sem correção (direita superior) e dPR-BRU após correção (direita inferior). 75
4.8 Amostragem de refletividade do CAPPI 3 km do dPR (esquerda), de GR sem correção (central) e de GR após a correção (direita); sendo GR: BRU (superior) e PPR (inferior). 76
4.9 Número de células simples (esquerda) e complexas (direita) em função da resolução da grade da matriz cartesiana (normalizado a 1 km) para BRU. 77
4.10 Número de células simples (esquerda) e complexas (direita) em função da resolução da grade da matriz cartesiana (normalizado a 1 km) para PPR. 78
4.11 Exemplos da evolução do volume de duas tempestades para diferentes limiares de refletividade para BRU. 79
4.12 Exemplos da evolução do volume de duas tempestades para diferentes limiares de refletividade para PPR. 80
4.13 Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 7,5 min (superior) e 15 min (inferior) com dados de BRU. 81
4.14 Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 21,5 min (superior) e 30 min (inferior) com dados de BRU. 82
4.15 Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 7,5 min (superior) e 15 min (inferior) com dados de PPR. 83
4.16 Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 21,5 min (superior) e 30 min (inferior) com dados de PPR. 84

4.17 Histograma de frequência de famílias de tempestades por ano (superior esquerdo), mês (superior direito) e horário da iniciação convectiva (inferior) para BRU. 85
4.18 Histograma de densidade de refletividade média (superior esquerdo), máximo topo (superior direito), máximo volume (inferior esquerdo) e duração (inferior direito) das famílias de tempestades para BRU. 86
4.19 Gráficos de espalhamento de topo médio (km) x volume (km^3) (superior esquerdo) e máximo volume (km^3) x duração (hora) (superior direito) e boxplots de refletividade média (dBZ) (inferior esquerdo) e topo médio (km) (inferior direito) com relação ao mês das famílias de tempestades para BRU. 87
4.20 Rosa dos ventos com direção média de deslocamento das famílais de tempestade para o verão (superior esquerdo), outono (superior direito), inverno (central esquerdo), primavera (central direito) e para todo o período (inferior) para BRU. 89
4.21 Histograma de frequência de famílias de tempestades por ano (superior esquerdo), mês (superior direito) e horário da iniciação convectiva (inferior) para PPR. 90
4.22 Histograma de densidade de refletividade média (superior esquerdo), máximo topo (superior direito), máximo volume (inferior esquerdo) e duração (inferior direito) das famílias de tempestades para PPR. 91
4.23 Gráficos de espalhamento de topo médio (km) x volume (km^3) (superior esquerdo) e máximo volume (km^3) x duração (hora) (superior direito) e *boxplots* de refletividade média (dBZ) (inferior esquerdo) e topo médio (km) (inferior direito) com relação ao mês das famílias de tempestades para PPR. 92
4.24 Rosa dos ventos com direção média de deslocamento das famílais de tempestade para o verão (superior esquerdo), outono (superior direito), inverno (central esquerdo), primavera (central direito) e para todo o período (inferior) para PPR. 93
4.25 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 08/09/2015-Garça, 08/09/2015-Bocaina, 10/05/2015-Tabatinga e 11/12/2015-Borborema, para BRU. 95
4.26 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 15/12/2015-São Manuel, 17/01/2018-Ibitinga, 17/11/2017-Piracicaba e 18/02/2016-Araraquara, para BRU. . . 96

4.27 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 20/03/2018-São Carlos, 21/05/2016-Ibitinga, 23/03/2016-Avaré e 24/01/2018-Araraquara para BRU. 97
4.28 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 25/09/2015-Canitar e 27/01/2016-Araraquara, para BRU. 98
4.29 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 01/01/2016-Guararapes, 02/10/2015-Osvaldo Cruz, 09/10/2015-Presidente Venceslau e 10/09/2015-Panorama, para PPR. 99
4.30 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 17/01/2017-Tupã, 18/01/2018-Dracena, 20/10/2016-Maracaí e 21/05/2017-Pauliceia, para PPR. 100
4.31 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 21/05/2017-Tupi Paulista, 21/05/2017-Lucélia e 27/09/2015-Paulicéia, para PPR. 101
4.32 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade da trilha de tempestade do caso de 21 de maio de 2016 - dados de BRU . 111
4.33 CAPPI 3km de BRU de 21 de maio de 2016 às 00h14 UTC (superior) e 00h21 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos. 112
4.34 CAPPI 3km de BRU de 21 de maio de 2016 às 00h29 UTC (superior) e 00h36 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos. 113
4.35 CAPPI 3km de BRU de 21 de maio de 2016 às 00h44 UTC (superior) e 00h51 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos. 114
4.36 Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade da trilha de tempestade do caso de 1º de janeiro de 2016 - dados de PPR 116
4.37 CAPPI 3km de PPR do de 1º de janeiro de 2016 às 16h51 UTC (superior) e 16h59 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos. 117
4.38 CAPPI 3km de PPR do de 1º de janeiro de 2016 às 17h06 UTC (superior) e 17h14 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos. 118
4.39 CAPPI 3km de PPR do de 1º de janeiro de 2016 às 17h21 UTC (superior) e 17h29 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos. 119

A.1 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 08/09/2015 (Garça). 137
A.2 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 08/09/2015 (Bocaina). 138
A.3 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 10/05/2015 (Tabatinga). 139
A.4 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 15/12/2015 (São Manuel). 140
A.5 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 17/01/2018 (Ibitinga). 141
A.6 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 17/11/2017 (Piracicaba). 142
A.7 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 18/02/2016 (Araraquara). 143
A.8 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 20/03/2018 (São Carlos). 144
A.9 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 23/03/2016 (Avaré). 145

A.10 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 25/09/2015 (Canitar). 146
A.11 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 27/01/2015 (Araraquara). 147
A.12 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 11/12/2015 (Borborema). 148
A.13 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 24/01/2018 (Araraquara). 149

B.1 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 10/09/2015 (Panorama). 151
B.2 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 17/01/2017 (Tupã). 152
B.3 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 18/01/2018 (Dracena). 153
B.4 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 20/10/2016 (Maracaí). 154
B.5 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 21/05/2017 (Pauliceia). 155

B.6 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 21/05/2017 (Tupi Paulista). 156
B.7 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 25/01/2017 (Lucélia). 157
B.8 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 02/10/2015 (Osvaldo Cruz). 158
B.9 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 09/10/2015 (Presidente Venceslau). 159
B.10 CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 21/05/2017 (Paulicéia). 160

LISTA DE TABELAS

Pág.

2.1 Dados de registros de desastres naturais sobre o ESP. 8
2.2 Informações dos registros do BDDNI. 11
2.3 Bandas de operação de radar, com frequências e comprimentos de ondas. 13
2.4 Categorias de tempestade do índice FOKR. 36

3.1 Especificações técnicas dos radares meteorológicos 40
3.2 Especificações técnicas do dPR/GPM 47
3.3 Eventos selecionados para estudo a partir do BDDNI. 61
3.4 Códigos e descrição das ocorrências dos casos do BDDNI. 65

4.1 Média da diferença de refletividade de dPR-BRU para cada período. . . . 70
4.2 Média da diferença de refletividade de dPR-PPR para cada período. . . . 71
4.3 Avaliação do rastreio e da previsão para 4 anos de dados de BRU. 80
4.4 Avaliação do rastreio e da previsão para 4 anos de dados de PPR. 81
4.5 Casos selecionados como controle momento imediatamente antes do evento. 103
4.6 Casos selecionados como controle momento imediatamente durante do evento. 104
4.7 Índice calculado para os casos controle antes e durante a ocorrência do evento. 105
4.8 Categorias de tempestade a partir de VIL, VIHM e DVIL 106
4.9 Categorias de VIL, VIHM, DVIL e de tempestades para os 18 casos controle 107
4.10 Casos selecionados como testes no momento imediatamente antes do evento. 108
4.11 Casos selecionados como testes durante o evento. 109
4.12 Índice calculado para os casos testes antes e durante a ocorrência do evento. 109
4.13 Categorias de VIL, VIHM, DVIL e de tempestades para os 6 casos de teste. 110

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BIAS	–	Viés
BRU	–	Radar de Bauru
BRT	–	*Brasilia Time*
BDDNI	–	Banco de Desastres Naturais do IPMET
CAPPI	–	Constant Altitude Plan Position Indicator
CEMADEN	–	Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais
CEPED/UFSC	–	Centro de Estudos e Pesquisas em Engenharia e Defesa Civil
COBRADE	–	Classificação Brasileira de Desastres
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSI	–	Critical Success Index
DCESC	–	Defesa Civil do Estado de Santa Catarina
DECEA	–	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
dPR	–	*Dual-Pol Precipitation Radar*
DSA	–	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
DVIL	–	*VIL Density*
ECHOTOP	–	Topo dos Ecos
ESP	–	Estado de São Paulo
FAR	–	False Alarm Detection
FCTH	–	Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica
FOKR	–	Índice de Foote-Kraus
FORTRACC	–	Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters
GPM	–	*Global Precipitation Measurement*
GR	–	Ground Radar
HMA	–	*Hail Mass Aloft*
HMAXZ	–	Altura da máxima refletividade
IBGE	–	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IESP	–	Interior do Estado de São Paulo
IPMet	–	Centro de Meteorologia de Bauru
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAXA	–	Japan Aerospace Exploration Agency
MAXZ	–	Máxima refletividade
MMSP	–	Mesorregião Metropolitana de São Paulo
NASA	–	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	–	*National Center of Atmospheric Research*
NEXRAD	–	*Next-Generation Radar*
PCO	–	Radar de Pico do Couto
PIB	–	Produto Interno Bruto
POD	–	Probability of Detection
POH	–	*Probability of Hail*
PPI	–	Plan Position Indicator

PPR	–	Radar de Presidente Prudente
PR	–	*Precipitation Radar*
RMSP	–	Região Metropolitana de São Paulo
SIMEPAR	–	Sistema Meteorológico do Paraná
SIPAM	–	Sistema de Proteção da Amazônia
SLP	–	Radar de Salesópolis
SRO	–	Radar de São Roque
TITAN	–	*Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*
TRMM	–	Tropical RainfallMeasuring Mission
TXS	–	Radar de Teixeira Soares
UFSC	–	Universidade Federal de Santa Catarina
UNESP	–	Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"
UTC	–	Coordinated Universal Time
VIHM	–	*Vertically Integrated Hail Mass*
VIL	–	*Vertically Integrated Liquid*

LISTA DE SÍMBOLOS

A_e	–	área efetiva da antena
b	–	parâmetro utilizado na distribuição de gotas
β	–	erro médio
$\beta f(m)$	–	fator de penalidade
c	–	velocidade da luz no vácuo
C	–	função de custo de cada segmento
C_t	–	custo total
c_1	–	constante 1
c_2	–	constante 2
c_3	–	constante 3
C_3	–	logarítmo da constante 3
χ	–	diâmetro máximo da gota
D_a	–	diâmetro da antena
D_i	–	diâmetro do alvo
D_t	–	variação do tempo
η	–	refletividade
G	–	ganho da antena
h	–	comprimento do pulso
Ho	–	altura da antena com relação ao solo
H_0	–	altura da isoterma de 0ºC
H_{45}	–	altura do topo de 45 dBZ
k	–	coeficiente de absorção da esfera
$\|K\|$	–	magnitude da expressão para o índice de refração complexo m
l	–	atenuação
L	–	intervalo de confiança
λ	–	comprimento de onda
m	–	índice de refração complexo
M	–	conteúdo de água líquida
M'	–	massa
m_i	–	número total de pontos de mudança
n	–	parte real do índice de refração da esfera
N	–	número de gotas
$N(D_i)$	–	número de gotas
N_o	–	parâmetro utilizado na distribuição de gotas
ϕ	–	largura de feixe vertical
ϕ_a	–	ângulo de elevação da antena
Pr	–	potência recebida
$\overline{P_r}$	–	potência média recebida
$P'r$	–	logarítmo de Pr
P_t	–	potência transmitida

r	–	distância do alvo até o radar
R'	–	4/3 do raio da Terra
ρ_w	–	densidade da água
σ	–	desvio padrão
σ_t	–	seção transversal de retro espalhamento dos alvos
t_1	–	tempo 1
t_2	–	tempo 2
T_A	–	limiar de área
T_V	–	limiar de volume
T_Z	–	limiar de refletividade
τ	–	duração do pulso
θ	–	largura de feixe horizontal
θ_o	–	ângulo de abertura do feixe
v	–	velocidade da luz no meio
V	–	volume iluminado
z	–	fator de refletividade do radar
Z	–	fator logarítmico de refletividade

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Motivação e justificativa 3
1.2 Objetivos 6

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7
2.1 Desastres naturais 7
2.1.1 Desastres naturais no ESP 7
2.2 Radar meteorológico 12
2.2.1 Componentes básicos de um sistema de radar 12
2.2.2 Equação do radar 15
2.2.3 Amostragem 18
2.3 Nuvens convectivas 19
2.3.1 Tempestades severas 26
2.4 TITAN - *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting* 27
2.5 Caracterização de tempestades por parâmetros derivados de refletividade 32
2.5.1 VIL - *Vertically Integrated Liquid* ou Água Líquida Integrada na Vertical 33
2.5.2 DVIL - Densidade de VIL ou VIL *DENSITY* 35
2.5.3 FOKR - Índice de Foote-Kraus 35
2.5.4 POH - *Probability of Hail* ou Probabilidade de Granizo 36
2.5.5 HMA - *Hail Mass Aloft* ou Massa de Granizo Suspensa 36
2.5.6 VIHM - *Vertically Integrated Hail Mass* ou Massa Integrada de Granizo na Vertical 37

3 DADOS E METODOLOGIA 39
3.1 Área de estudo 39
3.2 Dados de radar 39
3.3 Calibração dos dados de radar 41
3.4 Meteodologia de calibração dos dados de BRU e PPR 48
3.4.1 Seleção dos dados 49
3.4.2 Coincidências de amostragem 49
3.4.3 Criação das matrizes 3-D 49
3.4.4 Seleção dos CAPPIs 50
3.4.5 Seleção dos pixels classificados como estratiformes 51

3.4.6 Comparação dos resultados 51
3.4.7 Avaliação das flutuações temporais 52
3.4.8 Aplicação e teste das correções 53
3.5 Testes de sensibilidade do TITAN 53
3.5.1 Resolução da Matriz 3-D e limiar mínimo de refletividade 54
3.5.2 Algoritmo de rastreio e previsão 55
3.6 Estatística descritiva de tempestades sobre o IESP 56
3.7 Análise de tempestades que geraram danos 57
3.7.1 Seleção e agrupamento dos casos no BDDNI 57
3.7.2 Avaliação individual dos casos 63
3.7.3 Definição e teste do índice de severidade 63

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES 67
4.1 Calibração dos dados de radar 67
4.1.1 Histogramas de distribuição de refletividade 67
4.1.2 Pontos de mudança 69
4.1.3 Aplicação das correções 71
4.2 Testes de Sensibilidade do TITAN 77
4.2.1 Resolução da matriz 3-D 77
4.2.2 Limiar de refletividade 78
4.2.3 Teste do algoritmo de previsão 79
4.3 Estatística descritiva 83
4.3.1 Estatística descritiva dos dados de BRU 83
4.3.2 Estatística descritiva dos dados de PPR 88
4.4 Avaliação do comportamento temporal das tempestades 94
4.4.1 Casos controle 98
4.4.2 Casos de testes 108
4.5 Estudos de caso 110
4.5.1 Estudo de caso 1 110
4.5.2 Estudo de caso 2 115

5 CONCLUSÕES 123
5.1 Sugestões para trabalhos futuros 125

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 127

ANEXO A - CASOS CONTROLE E TESTES - BRU 137

ANEXO B - CASOS CONTROLE E TESTES - PPR 151

1 INTRODUÇÃO

Eventos de vendaval, chuvas intensas e granizo, associados ao desenvolvimento de tempestades convectivas, representam potencial ameaça para os aglomerados urbanos, podendo gerar danos materiais e à vida, além de impactos sobre atividades agrícolas, aviação e distribuição de energia elétrica. Tempestades convectivas geralmente estão associadas à elevada taxa de precipitação em curtos períodos de tempo, podendo causar enxurradas e movimento de massa sobre áreas urbanas vulneráveis.

A identificação, monitoramento e o *nowcasting* (previsão imediata) de tempestades com condições para provocar danos à vida e à propriedade são procedimentos necessários às atividades da meteorologia operacional, cuja previsão de potencial de risco e alerta pode ser encaminhada para as Defesas Civis, na atuação e gerenciamento de risco de desastres naturais. Nesse sentido, o radar meteorológico mostra-se uma ótima ferramenta no monitoramento de tempo severo, auxiliando na identificação e rastreio de tempestades em três dimensões (3-D), com alta resolução espacial e temporal.

Atualmente, há um número razoável de radares meteorológicos instalados e em operação no Brasil. No entanto, os radares não pertencem a um serviço nacional de meteorologia que padroniza as operações. Dessa maneira, há um conjunto de instituições públicas federais e estaduais que mantém sua própria rede de radares meteorológicos, como o IPMet/Unesp (Centro de Meteorologia de Bauru/Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"), CEMADEN (Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais), DECEA (Departamento de Controle do Espaço Aéreo), DCESC (Defesa Civil do Estado de Santa Catarina), entre outros. Há também instituições privadas e mistas, como o SIMEPAR (Sistema Meteorológico do Paraná) e o FCTH (Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica), que possuem sua própria rede de radares. Por conta dessa heterogeneidade de instituições, há uma série de considerações a serem feitas e limitações a serem apontadas sobre a rede nacional de radares meteorológicos.

Primeiramente, a maioria dos radares é de características Doppler, opera na banda-S e são de polarização simples, i. e., emitem ondas eletromagnéticas em apenas uma polarização, enquanto que os mais novos são de dupla polarização (radares polarimétricos). Isso gera uma diferença na quantidade de variáveis estimadas pelo radar, como informações da fase do hidrometeoro (água, gelo e graupel). No entanto, é plenamente possível trabalhar com as ferramentas disponíveis em radares de polarização simples para caracterização de sistemas precipitantes e emissões de avisos de

atenção e alertas.

Em segundo lugar, as receitas de operação dos radares não seguem um padrão por todos os centros, já que características de elevações e tempo de varredura são diferentes. Desde o ano de 2004, houve uma liderança do IPMet, da USP e do DECEA na realização de integração entre a rede de radares no país (ANGELIS et al., 2006). Atualmente, os radares do DECEA (polarização simples) e do CEMADEN (polarimétricos) possuem uma receita de operação bem definida, realizando varreduras volumétricas e de vigilância a cada 10 minutos (DEPARTAMENTO DE CONTROLE DO ESPAÇO AÉREO - DECEA, 2010). No entanto, quando considerados os radares das demais instituições, as diferenças permanecem. Além disso, não há como garantir que as manutenções preventivas, corretivas e de calibração sejam feitas de maneira padronizada por todos os centros, o que gera incertezas na qualidade dos dados adquiridos.

Em último lugar, há dificuldades no processo de integração das informações volumétricas de radar a nível nacional, uma vez que os mesmos pertencem à diferentes instituições. Mesmo assim, há algumas iniciativas para disponibilização dos dados em tempo real. O projeto SOS Chuva teve um como de seus resultados um aplicativo que integra as imagens de CAPPI 3 km de quase todos os radares banda-S de instituições conveniadas do país. Embora não seja construído um mosaico, como feito na rede NEXRAD (*Next-Generation Radar*) dos Estados Unidos, a sobreposição das imagens de radar é disponibilizada publicamente. A plataforma de *nowcasting* do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) é uma ferramenta operacional para monitoramento e previsão imediata de tempo, que integra não apenas os mesmos radares do projeto SOS Chuva, como disponibiliza para o usuário alguns parâmetros de severidade estimados a partir da refletividade.

Radares meteorológicos do tipo Doppler e banda-S disponibilizam informações em tempo real de localização, movimento e intensidade de sistemas precipitantes em 3-D sobre uma área de até 250 km de raio. Essas informações podem ser interpretadas subjetivamente, a partir da habilidade e experiência do meteorologista, e também de forma objetiva, com a utilização de algoritmos.

Alguns sistemas automáticos de detecção de tempestades por meio de processamento de dados volumétricos de radar têm sido desenvolvidos e utilizados de forma operacional nas últimas décadas. O sistema *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting* - TITAN (DIXON; WIENER, 1993), desenvolvido e disponi-

bilizado pelo NCAR (*National Center of Atmospheric Research*), tem se mostrado uma ferramenta operacional na identificação e rastreamento de tempestades, cujos parâmetros derivados de refletividade de radar podem ser utilizados para avaliar assinaturas de severidade em células, com finalidades de previsão por extrapolação.

1.1 Motivação e justificativa

São Paulo é 12ª unidade da federação em área territorial (248,2 mil Km), estado com maior Produto Interno Bruto (PIB), aproximadamente R$ 1,94 trilhão (32,4% do PIB nacional), e de matriz econômica que abrange setores industriais, de serviços e de agropecuária. É o estado mais populoso da federação, com pouco mais de 45 milhões de habitantes (21,7% da população brasileira), sendo que quase metade (21,4 milhões) reside na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP); com o restante se distribuindo pelo litoral Sul, Vale do Paraíba e interior do estado (IBGE, 2017). Na Figura 1.1 é mostrado um mapa de topografia do Brasil com foco no estado de São Paulo.

Figura 1.1 - Mapa de topografia de parte da América do Sul, incluindo o Brasil e destaque do estado de São Paulo e seus municípios.

Fonte: Produção do autor.

Devido às ocupações do solo e os aglomerados urbanos, diversas regiões do estado podem ser suscetíveis a eventos naturais adversos. Enxurradas, inundações, alagamentos, deslocamentos de massa, vendavais e granizo são alguns dos eventos e fenômenos naturais que geralmente atingem o estado de São Paulo (ESP) e podem ser classificados como desastres naturais, causando perdas materiais, população de desalojados e desabrigados e, ocasionalmente, mortos e feridos (CEPED/UFSC, 2013).

O monitoramento hidrometeorológico de alta resolução temporal e espacial no ESP atualmente é feito com a utilização de quatro radares banda-S, localizados em (de oeste para leste do estado): Presidente Prudente (IPMet), Bauru (IPMet), São Roque (DECEA) e Salesópolis (FCTH) (Figura 1.2). A varredura volumétrica dos radares localizados em Pico do Couto (DECEA), no estado do Rio de Janeiro, e em Teixeira Soares (SIMEPAR), no Paraná, cobrem parte do Vale do Paraíba e Sul do território paulista, respectivamente. Esses radares serão referenciados neste trabalho, a partir de agora, pelas siglas PPR, BRU, SRO, SLP, PCO e TXS, respectivamente. Com exceção de SLP, que possui polarização dupla, todos os outros radares que fazem cobertura volumétrica do território paulista possuem polarização simples.

Figura 1.2 - Mapa de topografia com a área de cobertura volumétrica dos radares PPR, BRU, SRO, SLP,PCO e TXS.

Fonte: Produção do autor.

Alguns trabalhos foram feitos utilizando alguns dos radares que cobrem o território paulista na tentativa de estudar tempestades convectivas de forma objetiva (QUEIROZ, 2008; GOMES et al., 2014).

O IPMet possui um sistema de alerta automático de tempestades para a área de cobertura volumétrica de PPR e BRU utilizando o TITAN. No entanto, as métricas utilizadas pelo IPMet são baseadas em apenas dois parâmetros (POH e FOKR, respectivamente) e não passa pelo crivo do meteorologista de plantão, o que pode resultar em número elevado de falsos alertas. Gomes et al. (2014) propuseram limiares de parâmetros derivados de refletividade de radar para caracterização de tempestades produtoras de granizo severo para a região de cobertura de BRU. No entanto, tais limiares não foram implementados operacionalmente.

Atualmente, o CPTEC utiliza um índice de severidade definido por Queiroz (2008) para a região de cobertura de SRO e BRU, que leva em consideração diversos parâmetros calculados a partir da refletividade. No entanto, esse índice foi desenvolvido utilizando uma base de dados de 2005 e 2006. Desde então, passaram-se mais de 10 (dez) anos e os radares do IPMet e do DECEA passaram por atualizações de sistema. Nesse estudo, foi aplicada uma correção de refletividade nos radares de BRU e SRO para normalizá-la e então poder estudar a área de intersecção entre os dois radares. No entanto, este índice não foi testado para a área do radar de PPR (oeste do estado). A correção de refletividade por um referencial utilizando dados mais atuais se faz necessário como primeira etapa no desenvolvimento de um índice objetivo para monitoramento de tempestades no ESP.

O TITAN é um sistema para aplicação em nowcasting do deslocamento de tempestades, baseado na metodologia de centróides e é utilizado operacionalmente há mais de dez anos pelo IPMet. Esse sistema possibilita, de forma automática e em tempo real, após o processamento de dados volumétricos de radar, a identificação e rastreio de agrupamentos (clusters) tridimensionais de refletividade, denominadas de células, que excedam um determinado limiar de refletividade e volume, combinando-as de modo lógico entre duas (ou mais) observações consecutivas de radar.

O método proposto por Gomes et al. (2014) possibilita a identificação de fusões e divisões através de lógica geométrica que considera posições e formas das tempestades. As previsões utilizadas no sistema são extrapolações baseadas em ajuste linear considerando o histórico das tempestades em relação às posições e formas anteriores. É possível também utilizar uma técnica de integração volumétrica entre múltiplos radares (merged), que possibilita o uso em tempo real de identificação, análise, ras-

treio e nowcasting de tempestades utilizando mais de um radar meteorológico em mosaico.

A avaliação de dados volumétricos de uma rede de dois radares de polarização simples, que cobrem quase todo o interior do ESP (IESP), para análise das características de tempestades que possam produzir danos em superfície e desastres, e consequente determinação de um índice objetivo para monitoramento é a motivação deste trabalho. Nesse sentido, a ferramenta TITAN se mostra promissora e ideal para essa tarefa.

1.2 Objetivos

Os objetivos propostos por este trabalho são responder as seguintes perguntas científicas:

- Quais as características das tempestades, sob o ponto de vista de observação por radar meteorológico, que causam danos à vida e à propriedade sobre áreas urbanas no IESP?

- É possível desenvolver um método objetivo de classificação de tempestades com condições de gerar desastres naturais a partir de parâmetros derivados de refletividade?

- É possível utilizar esses parâmetros para previsão imediata de tempestades afim de realizar o monitoramento e prevenção desastres naturais?

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Desastres naturais

O impacto de fenômenos ou eventos naturais intensos ou extremos sobre um sistema social, que cause danos ou prejuízos que excedam a capacidade dos atingidos de conviver com tal impacto é uma das definições de desastres naturais (MARCELINO, 2008). Dentre os diversos tipos de desastres estão inundações, enxurradas, alagamentos e deslocamentos de massa, causados ou amplificados por chuvas intensas, além de vendavais e granizo (TOMINAGA et al., 2009). Desconsiderando estiagens e secas, são os tipos que mais atingem o território brasileiro (CEPED/UFSC, 2013).

2.1.1 Desastres naturais no ESP

Entre 1991 e 2012, foram contabilizados 1.427 registros oficiais de desastres naturais sobre o ESP (CEPED/UFSC, 2013). Dos 645 municípios (Figura 2.1) foi registrado em 425 deles a ocorrência de ao menos um tipo de evento; 291 desses na Mesorregião Metropolitana de São Paulo (MMSP), que engloba a RMSP e a microrregião de Santos. Entre os eventos que possuem maior número de registros estão enxurradas (41%), inundações (17%), movimentos de massa (12%), vendaval (10%) e alagamentos (8%), como pode-se observar na Figura 2.2. Informações como número de registros, estação mais frequente, número de afetados e desabrigados/desalojados se encontram na Tabela 2.1, com registros oficiais feitos entre os anos de 1991 e 2012.

Inundações (*floods* ou *floodings*), enchentes ou inundações graduais, se referem à submersão de áreas fora dos limites normais de um curso d'água em áreas que não se encontram normalmente submersas, cujo transbordamento gradual é causado geralmente por chuvas prolongadas e persistentes (CEPED/UFSC, 2013). Segundo Tucci (1983), inundações estão mais relacionadas (não exclusivamente) com períodos de chuva contínua (estratiforme) do que com chuvas intensas e concentradas (convectivas).

Enxurradas (*flash floods*), ou inundações bruscas, são escoamentos superficiais de alta velocidade e energia que são provocados por chuvas concentradas e intensas (convectivas) e são caracterizadas por transbordamento da calha fluvial devido a súbita elevação das vazões de drenagem (CEPED/UFSC, 2013). Segundo Montz e Gruntfest (2002), enxurradas possuem tempo de alerta pequeno e, geralmente, são associadas a fluxos de lama e detritos, podendo resultar em danos a propriedades e à vida.

Tabela 2.1 - Dados de registros de desastres naturais sobre o ESP.

Evento	**Nº de registros**	**Estação mais frequente**	**Nº de afetados**	**Nº de desabrigados ou desalojados**
Inundações	236 (27% na MMSP)	Verão (77%)	300 mil	45 mil
Enxurradas	593 (15% na MMSP)	Verão (76%)	2,6 milhões	135 mil
Alagamentos	112 (30% na MMSP)	Verão (86%)	11 mil	107 mil
Movimentos de massa	165 (48% na MMSP)	Verão (83%)	24,5 mil	606 mil
Vendaval	145 (14% na MMSP)	Primavera (43%) e Verão (41%)	2 mil	495 mil
Granizo	23	Verão (43%) e Primavera (30%)	2,4 mil	39 mil

Fonte: Adaptado de CEPED/UFSC (2013).

Figura 2.1 - Mapa das mesorregiões do ESP com registros do total dos eventos de 1991 a 2012.

Fonte: CEPED/UFSC (2013).

Alagamentos ocorrem quando a capacidade de escoamento dos sistemas de drenagem urbana extrapola, acumulando água nas vias e em infraestruturas, relacionado à precipitação intensa. Estão diretamente relacionadas com a urbanização, uma vez que os projetos de drenagem se concentram em canalização do escoamento o mais rapidamente possível para galerias, que acabam por receber toda a água. Conforme aumenta-se a ocupação dos solos, a impermeabilização gera um maior volume escoado, aumentando a vazão e, consequentemente, a frequência de alagamentos (CEPED/UFSC, 2013).

Inundações, enxurradas e alagamentos estão incluídos na categoria de desastres hidrológicos, associados à ocorrência de precipitação prolongada ou de curto prazo. Já movimentos de massa estão categorizados como desastres do tipo geológico e estão associados a rápidos deslocamentos de solo e rocha de encostas (CEPED/UFSC, 2013). Estão relacionados às condições geológicas e geomorfológicas, além de aspectos climáticos, hidrológicos, de vegetação e ações humanas relativas ao uso e ocupação do solo (TOMINAGA et al., 2009) e podem ser deflagrados por intensa precipitação. Entre os tipos de processos de movimento de massa estão: rastejo, quedas, corridas e escorregamentos.

Vendavais e granizo são enquadrados como desastres naturais de origem meteorológica e são relacionados às tempestades (CEPED/UFSC, 2013). Vendavais estão relacionados aos ventos intensos associados a correntes ascendentes e descendentes de tempestades, podendo ser acompanhados de descargas elétricas e precipitação intensa e de curta duração (WALLACE; HOBBS, 2006). Sobre a região do ESP, essas tempestades podem ser isoladas ou associadas à sistemas convectivos de mesoescala (SCM), sistemas frontais, ciclones e à ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). Podem causar danos materiais, como destelhamento de casas, quedas de estruturas, danificações na rede de distribuição de energia, e lançamento de projéteis. Com base nos danos causados por ventos foi desenvolvida a escala Beafourt que classifica os intervalos de velocidade do vento em números de 0 a 12. Nesta escala, vendavais são categorizados em 8, 9 e 10, com ventos de 62-74, 75-86 e 87-101 km.h^{-1}, respectivamente.

Figura 2.2 - Percentual dos desastres naturais mais recorrentes no ESP, no período de 1991 a 2012.

Fonte: CEPED/UFSC (2013).

Granizo são sólidas precipitações de gelo, de forma esférica ou irregular e com diâmetro $\geq$ 5 mm que se formam na parte superior de nuvens Cumulonimbus. Gotículas levadas por correntes ascendentes até altitudes acima da isoterma de 0°C congelam e passam a crescer por agrupamento, formando pedras de gelo. Quando se tornam pesadas o suficiente para vencer a força das correntes ascendentes as pedras de gelo

precipitam configurando queda granizo ou saraivada (WALLACE; HOBBS, 2006). O grau de dano que pode provocar em superfície depende do diâmetro das pedras, da velocidade da queda, da duração da tempestade e das características dos alvos atingidos (geralmente plantações, telhados e veículos). Uma tempestade produtora de granizo geralmente está acompanhada de chuvas intensas e ventos fortes e são mais comuns em latitudes médias. No Brasil, são mais frequentes na região Sul, embora também estejam presentes no ESP.

Dados mais recentes de registros (até 2018) de eventos que configuraram desastres ou causaram danos à vida e à propriedade estão presentes no Banco de Dados de Desastres Naturais do IPMet (BDDNI), que conta com registros da Defesa Civil, além de informações de mídia, para o ESP e parte do estado do Paraná. Informações como coordenada geográfica, local e horário da ocorrência, além do tipo de dano causado, estão incluídas. Os fenômenos são classificados em: granizo, ventos fortes/vendaval, chuvas fortes, raio, tornado e geada. Dentre os tipos de danos há classificações em: desabrigados, feridos, alagamentos, enchentes, desabamentos, destelhamentos, escorregamentos em encostas, entre outros. De 2010 a 1º de fevereiro de 2018, 1212 registros contém horário aproximado da ocorrência, informações de danos e estão relacionadas a ocorrência de granizo, chuvas intensas ou vendaval, sendo 1.195 registros não coincidentes, já que alguns relatos apareciam mais de uma vez (Tabela 2.2).

Tabela 2.2 - Informações dos registros do BDDNI.

	Nº Total de Registros
Ocorridos entre 1990 e 01/02/2018	7.517
Que contém hora informada (H.I.)	4.627
H.I ocorridos no ESP (H.I.S.P)	3.428 (3.015 pela Defesa Civil)
H.I.S.P com danos (H.I.S.P.D)	1.771
H.I.S.P com vítimas (H.I.S.P.V)	1.171
H.I.S.P.D relacionas à granizo, chuva forte e vendaval	1660
Idem ao anterior entre 01/01/2010 e 01/02/2018	1.212 (1.195 não coincidentes)

Fonte: Produção do autor.

Desastres naturais classificados como enxurradas, vendavais, queda de granizo, movimento de massa e, em menor grau, inundações e alagamentos, estão associados à

ocorrência de tempestades e necessitam de previsões e alertas em escala local. Entre as ferramentas atualmente utilizadas para identificação, monitoramento e previsão do deslocamento de tempestades está o radar meteorológico, que possui boa resolução espacial (150 a 1000 m) e temporal (5 a 10 minutos).

2.2 Radar meteorológico

Radar (*Radio Detection and Ranging*) é um sistema utilizado para detecção e localização de objetos por meio de ecos de ondas eletromagnéticas, que são basicamente oscilações de campos elétricos e magnéticos associados se propagando próxima à velocidade da luz (v) pela atmosfera. A velocidade da luz no vácuo é representado por c. A frequência (f) com que essa radiação se propaga é inversamente proporcional ao seu comprimento de onda (λ):

$$f = \frac{v}{\lambda} \tag{2.1}$$

Radares Doppler possuem a capacidade de medir a velocidade radial, além da potência recebida retroespalhada pelos alvos (ATLAS, 1990). A velocidade radial é obtida através da diferença de fase entre o pulso transmitido e o pulso recebido pelo radar.

Para fins desta dissertação, serão detalhados somente os conceitos e as equações para obtenção do fator de refletividade do radar, em função da potência recebida retroespalhada pelos alvos.

2.2.1 Componentes básicos de um sistema de radar

Entre os componentes básicos de um radar estão o transmissor, o receptor, o circulador, a antena e um display de visualização. Um transmissor convencional consiste em uma válvula que converte pulsos elétricos de alta voltagem em pulsos de radiofrequência de alta potência, com duração na faixa de μs (microssegundos). Considerando que τ é a duração do pulso transmitido e que h é o comprimento do pulso:

$$h = \tau c \tag{2.2}$$

Um amplo espectro de frequências pode ser utilizado pelos radares (de 100 MHz até 100 GHz), sendo algumas destas designadas por letras (bandas). As bandas mais

comumente utilizadas por radares, seus comprimentos de onda e frequência estão descritos na Tabela 2.3. Radares de superfície geralmente operam nas bandas S, C e X, com comprimentos de onda entre 8-15, 4-8 e 2,5-4 cm, respectivamente.

Tabela 2.3 - Bandas de operação de radar, com frequências e comprimentos de ondas.

Banda	**Frequência**	**Comprimento de onda**
HF	3-30 MHz	10-100 m
VHF	30-300 MHz	1-10 m
UHF	300-1000 MHz	0,3-1 m
L	1-2 GHz	15-30 cm
S	2-4 GHz	8-15 cm
C	4-8 GHz	4-8 cm
X	8-12 GHz	2,5-4 cm
Ku	12-18 GHz	1,7-2,5 cm
K	18-27 GHz	1,2-1,7 cm
Ka	27-40 GHz	0,75-1,2 cm
W	40-300 GHz	1-7,1 mm

Fonte: Adaptado de Rinehart (2004).

Os pulsos são transmitidos sequencialmente com um intervalo de tempo entre si determinado pela configuração especificada na operação do radar. Esse intervalo de tempo determina a Frequência de Repetição de Pulsos (PRF - *Pulse Repetition Frequency*). Os pulsos de radiofrequência são conduzidos pela linha de transmissão (guias de ondas rígidas, flexíveis e rotativas) até o alimentador localizado no foco da antena parabólica, que concentra a maior parte da potência de radiofrequência na direção paralela ao eixo da antena.

A antena é responsável por formar o "feixe" do radar, direcionando o sinal transmitido e concentrando o sinal recebido no alimentador. A posição da antena é que determina a direção do sinal transmitido/recebido pelo radar. Fixada em um pedestal, esta possui um sistema mecânico para movimentação que confere dois graus de liberdade à antena, determinando o azimute e a elevação.

A capacidade de concentração da energia eletromagnética é denominada ganho da antena (G) e representa a colimação e direcionamento do feixe de energia, cuja máxima potência fica concentrada no lóbulo principal. No entanto, parte da energia é perdida nos lóbulos secundários ou laterais, que ocorrem devido às dimensões e qualidade da antena, e geram ruído (ecos de terreno ou clutter). Na Figura 2.3 são

representados a antena e o feixe colimado representado pelos lóbulos principal e secundários.

O ganho da antena (G) leva em consideração o comprimento de onda (λ) da potência transmitida e da área efetiva da antena (A_e):

$$G = \frac{4\pi A_e}{\lambda^2} \tag{2.3}$$

Figura 2.3 - Idealização da distribuição de energia emitida por um radar em um lóbulo principal e uma série de lóbulos laterais.

Fonte: Adaptada da Universidade Politécnica da Catalunya – UPC.

Como a antena possui uma superfície grande, oferece resistência ao vento, é utilizado um domo esférico para isolá-la. O radome (*radar dome* ou domo do radar) tem sua confecção em fibra de vidro para, em teoria, ser transparente à energia eletromagnética.

Quando um pulso atinge um alvo, parte dessa energia é absorvida, refletida ou espalhada em todas as direções, a depender do comprimento de onda do feixe e da composição e tamanho do alvo. Uma fração da energia espalhada retorna (retroespalhamento) à antena na mesma direção do feixe transmitido, em sentido contrário, denominada de "eco". O eco chega ao receptor do radar através de uma linha de transmissão separada pelo circulador. Na Figura 2.4 é possível ver o transmissor, o receptor e circulador e o radome de BRU.

Figura 2.4 - Parte externa (esquerda) e interna da caixa onde se localizam o transmissor, receptor e circulador (centro) e o radome (direita) de BRU.

Fonte: Produção do autor.

2.2.2 Equação do radar

A potência recebida (P_r) pelo radar para um alvo simples de secção transversal de retro espalhamento pode ser definida como:

$$P_r = \frac{P_t G \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} \tag{2.4}$$

Sendo P_t, a potência transmitida pelo radar, G o ganho da antena, λ o comprimento de onda e r é a distância do alvo até o radar. O parâmetro σ corresponde à área da secção transversal do retro espalhamento do alvo.

Uma maneira conveniente de se determinar a área total da seção transversal de retro espalhamento de alvos em um volume iluminado pelo radar é determinar por unidade de volume e multiplicar pelo volume iluminado total:

$$\sigma_t = V \sum_{Vol} \sigma_i \tag{2.5}$$

Uma equação proposta por Probert-Jones (1962), usando uma forma gaussiana para

o padrão de feixe, define o volume amostrado por um pulso do radar, que aumenta com o quadrado da distância (RINEHART, 2004). Os alvos que couberem dentro de um volume iluminado serão considerados como apenas um alvo, isto é, apenas um eco:

$$V = \frac{\pi r^2 \theta \phi h}{16 \ln 2} \tag{2.6}$$

Sendo θ e ϕ a largura de feixe horizontal e vertical, respectivamente. Segundo Doviak e Zrnić (1993), sabendo-se o diâmetro de uma antena (D_a) e o λ é possível calcular ângulo de abertura do feixe (θ_o), onde concentra-se metade da P_t:

$$\theta_o = \frac{72,76\pi}{D_a}(graus) = \frac{1,27\pi}{D_a}(radianos) \tag{2.7}$$

Pode-se definir refletividade (η) como a somatória de todos os alvos individuais dentro do volume iluminado por unidade de volume:

$$\eta = \frac{1}{V}\sum_i \sigma_i \tag{2.8}$$

A complicação que se tem com relação ao tamanho dos alvos relacionados à σ é a comparação do tamanho do alvo com λ. Resumidamente: se o alvo for bem menor que λ, é aplicado o espalhamento Rayleigh; se for maior, o alvo entrará na região óptica; e se for de um tamanho próximo ao λ, prevalece o espalhamento Mie. Para a maioria dos radares meteorológicos, com $\lambda > 3$ cm, a maioria dos hidrometeoros são pequenos quando comparados ao λ, consequentemente na área de atuação do espalhamento Rayleigh (RAGHAVAN, 2003; RINEHART, 2004). Nessa região de espalhamento, σ_i é proporcional à sexta potência do diâmetro do alvo (D_i), à segunda potência de $|K|$ e inversamente proporcional a quarta potência de λ:

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D_i^6}{\lambda^4} \tag{2.9}$$

$|K|$ é a magnitude da expressão para o índice de refração complexo m, onde $m = n + ik$, sendo n a parte real do índice de refração da esfera que está relacionado ao espalhamento, $i = \sqrt{-1}$ e k o coeficiente de absorção da esfera. Segundo Rinehart (2004), para água e gelo, $|K|^2$ possui valores de 0,93 e 0,197, respectivamente. K

pode ser escrito como:

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 - 2} \tag{2.10}$$

Reescrevendo a equação do radar, tem-se a potência média recebida pelo radar ($\overline{P_r}$) proveniente dos alvos meteorológicos contidos no volume iluminado:

$$\overline{P_r} = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta \phi h |K|^2 \sum D_i^6}{1024 \ln 2 \lambda^2 r^2} \tag{2.11}$$

Desde que se conheçam os diâmetros de todos os hidrometeoros em um volume, esta equação é perfeitamente adequada para o cálculo de $\overline{P_r}$. Como na maioria das vezes isso não acontece, é necessário a definição de outro parâmetro, denominado fator de refletividade do radar (z) (RINEHART, 2004; DOVIAK; ZRNIĆ, 1993).

$$z = \frac{1}{V} \sum_i D_i^6 = \int_0^\infty N(D_i, r) D_i^6 dD_i \tag{2.12}$$

Sendo N o número de gotas com diâmetro D_i. Comparando η com z:

$$\eta = \frac{\pi^5 |K|^2 z}{\lambda^4} \tag{2.13}$$

Enquanto η depende de λ, z depende somente do número e tamanho dos hidrometeoros que compõem a tempestade. A perda de potência do pulso atravessando um meio e então recebido pelo radar é chamado de atenuação (l), que será adicionado à equação. Desse modo, a forma da equação do radar, em função do fator de refletividade z é:

$$\overline{P_r} = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta \phi c t |K|^2 l z}{1024 \ln 2 \lambda^2 r^2} \tag{2.14}$$

Para finalidades operacionais, a equação do radar pode ser simplificada, com todos os parâmetros associados a um radar específico (P_t, G, θ, ϕ, c, t e λ) agrupados em uma constante c_1. E se considerarmos que interessa apenas em hidrometeoros líquidos, $|K|^2$ também pode ser agrupado em outra constante c_2:

$$\overline{P_r} = \frac{c_1|k|^2 z}{r^2} = \frac{c_2 z}{r^2} \tag{2.15}$$

Segundo essa equação, $\overline{P_r}$ é proporcional a z e inversamente proporcional a r. Em outras palavras, quanto maior a tempestade, maior z e maior $\overline{P_r}$; e quanto mais distante a tempestade do radar, $\overline{P_r}$ diminui mais rapidamente. Rearranjando a equação anterior em função de z e considerando que $c_3 = \frac{1}{c2}$, cuja unidade é $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}.\text{W}^{-1}.\text{km}^{-2}$:

$$z = c_3 \overline{P_r} r^2 \tag{2.16}$$

Sendo z um parâmetro meteorológico determinado pelo número e tamanho de partículas presentes em um volume iluminado, que pode variar de 0,001 $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$ (névoa) até 36.000.000 $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$ (máximo valor de z visto em uma tempestade de granizo), e como esses valores nessa unidade possuem variações de ordem muito grandes, é conveniente a adoção de uma escala logarítmica para z:

$$Z = 10\log_{10}(\frac{z}{1mm^6.m^{-3}}) \tag{2.17}$$

Onde Z é o fator logarítmico de refletividade em unidades de (decibéis relativos à refletividade de $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$). Portanto, convertendo a equação (2.16) para a forma logarítmica, onde Z é medido em dBZ, P'_r em dBm, r em km e $C3 = 10\log_{10}(c3)$:

$$Z = C_3 + P'_r + 10\log_{10}(r) \tag{2.18}$$

Nos próximos tópicos o fator logarítmico de refletividade (Z) será denominado apenas como refletividade.

2.2.3 Amostragem

Radares podem obter amostragem de refletividade e velocidade radial de diferentes maneiras. Uma delas é o PPI (*Plan Position Indicator*), varredura em azimute para uma elevação fixa, como ilustrado na Figura 2.5. A junção de vários PPIs em diferentes elevações configura uma varredura volumétrica. A partir desta podem se obter um recorte de PPIs a uma altura constante, denominado CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*).

Figura 2.5 - Esquema de varredura de um PPI, sem considerar a curvatura do feixe devido à refração.

Fonte: Adaptado de Daliakopoulos e Tsanis (2012).

Devido à curvatura da Terra, quanto mais distante do radar, mais alto o feixe está com relação ao solo e com maior diâmetro, devido ao seu ângulo de abertura. No entanto, por conta das variações do índice de refração da atmosfera o feixe tem uma curvatura. Para condições de atmosfera padrão, a altura do feixe do radar em função da altura do solo pode ser obtida através da seguinte equação (RINEHART, 2004; DOVIAK; ZRNIĆ, 1993):

$$H = \sqrt{r^2 + R'^2 + 2rR' \sin\phi} - R' + H_0 \tag{2.19}$$

Onde H_0 é a altura da antena com relação ao solo, ϕ o ângulo de elevação da antena e R' igual a 4/3 do raio da Terra. No entanto, para condições atmosféricas adversas, como fortes gradientes verticais de umidade e/ou temperatura, pode haver casos de subrefração, superrefração e ducto (tipo particular de superrefração), como esquematizado na Figura 2.6 (RINEHART, 2004; RAGHAVAN, 2003).

2.3 Nuvens convectivas

Há basicamente dois tipos de classificação de tempestades convectivas segundo Byers e Braham (1949): tempestades de massa de ar e linhas de tempestades. Weisman

e Klemp (1986) categorizaram tempestades em células ordinárias, multicélulas e supercélulas. Células ordinárias são nuvens Cumulonimbus isoladas, cuja massa de ar instável é produzida pela convecção local, e possuem um ciclo de vida característico dividido em três estágios: inicial *cumulus*, de maturidade e de dissipação, como exemplificado na Figura 2.7.

Figura 2.6 - Refração padrão, subrefração, superrefração e ducto, considerando as alturas Z1, Z2, Z3, Z4 do feixe para um ponto S, respectivamente.

Fonte: Adaptado de Raghavan (2003).

Na fase *cumulus*, há a presença de correntes ascendentes que levam ar quente da superfície para o interior da nuvem, com maior velocidade no centro da célula (10 m.s^{-1}). Conforme o ar ascende para níveis mais altos, o vapor d'água pode sublimar e formar cristais de gelo e gotículas condensadas anteriormente podem entrar em fusão.

A fase madura é marcada por ocorrência de precipitação, já que as gotículas e cristais de gelo da fase anterior cresceram até tamanho e peso suficiente para quebrarem a sustentação das correntes ascendentes, gerando correntes descendentes. O atrito das pedras de gelo dentro da nuvem gera diferenças de carga que possibilitam a formação de descargas elétricas. No entanto, durante a precipitação até níveis mais baixos o gelo pode derreter e compor a precipitação líquida. O ar seco exterior penetra na nuvem por entranhamento produzindo evaporação de gotículas, o que provoca resfriamento do ar, aumentando sua densidade e, consequentemente, acelerando as correntes descendentes. Devido à orientação vertical da nuvem e ao fraco cisalhamento do vento, a precipitação associada à corrente descendente ocorre próxima da

corrente ascendente, bloqueando-a progressivamente, dando início à fase seguinte (WALLACE; HOBBS, 2006).

Figura 2.7 - Esquema de uma tempestade de célula ordinária em três estágios de desenvolvimento (a) estágio de *cumulus*, (b) estágio maduro, e (c) estágio de dissipação. As isotermas de 0 e -40 estão indicadas em cor vermelha.

Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006).

Durante a fase de dissipação, o topo da nuvem pode atingir a tropopausa e se espalhar horizontalmente. Com o enfraquecimento das correntes ascendentes levando ar quente do solo para o interior da nuvem prevalecem apenas as correntes descendentes. Consequentemente não ocorre o crescimento de novas gotas, cessando a precipitação, chegando ao fim o ciclo de vida da tempestade. Esse tipo de célula geralmente tem um ciclo de vida de aproximadamente 30 a 60 minutos (curta duração), e geralmente não produz ventos destrutivos ou granizo. Devido à quase ausência de cisalhamento vertical do vento, a célula não tem como gerar precipitação sem destruir as flutuações das correntes ascendentes que, por sua vez, alimentam a tempestade (WALLACE; HOBBS, 2006; WILLIAMS, 2010).

Sucessão de células, cada uma evoluindo em seu ciclo de vida próprio, e nesse pro-

cesso, gerando novas células, formando um aglomerado de nuvens é o que caracteriza as tempestades multicelulares. O seu modo de organização depende das condições de cisalhamento vertical do vento: quando fraco, as tempestades tendem a ser desorganizadas com fracas relações entre células individuais; e quando forte, as células individuais podem estar integradas de modo que perdem sua própria identidade para a larga escala e/ou para a estrutura mais "velha". Uma característica marcante nesse tipo de organização de tempestades é a frente de rajada (*gust front*), estrutura que surge quando o ar quente e úmido da camada limite é levantado pelo ar mais denso e frio que diverge da base da corrente descendente (WALLACE; HOBBS, 2006). O avanço da frente de rajada sustenta o sistema, gerando novas células à medida que avança. Essas células "filhas", formadas em sua maioria por cumulus congestus, se deslocam em direção ao sistema multicelular se fundindo com a célula "mãe" (BROWNING, 1977). Um modelo idealizado de uma tempestade multicelular é mostrado na Figura 2.8.

Figura 2.8 - Esquema de uma tempestade multicelular desenvolvendo-se em um ambiente de forte cisalhamento vertical do vento.

Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006).

À medida que a frente de rajada avança, o ar ascende por esta até alcançar o nível de livre convecção, começando a elevar-se pela força de empuxo gerando novas células. O vapor d'água se transforma em gotículas e cristais de gelo que crescem e se tornam

suficientemente pesadas a ponto de sua velocidade terminal ser maior que a velocidade das correntes ascendentes. Quando isso ocorre, essas partículas precipitam formando a corrente descendente que é intensificada pela entrada de ar seco vindo do ambiente externo da nuvem. O desacoplamento entre as correntes verticais gera um cisalhamento vertical do vento, que pode ser de forte intensidade. Isso permite que a tempestade multicelular tenha mais tempo de vida que as tempestades celulares ordinárias. As correntes ascendentes levam a nuvem a se estender até a tropopausa, que atua como um tampão, formando a bigorna. Caso as correntes ascendentes sejam muito intensas, conseguem atravessar a tropopausa e formam os overshootings, assinaturas características de tempestades com elevado desenvolvimento vertical e cisalhamento (WALLACE; HOBBS, 2006; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Supercélula é o tipo menos comum em comparação com organizações ordinárias e multicelulares, e estão relacionados com fração desproporcionalmente grande dos registros de eventos meteorológicos severos. Granizo de diâmetro de 2-5 cm, ventos fortes e destrutivos e, ocasionalmente, presença de tornados, são característicos de supercélulas, cujo nome está ligado também ao tempo de vida do sistema, que pode persistir em até 6-8 horas. A característica dinâmica que a difere das demais é a corrente ascendente rotacional, i. e., formação de um mesociclone (mínimas pressões) dentro da corrente ascendente e a presença de intenso cisalhamento vertical do vento (WEISMAN; KLEMP, 1986; WALLACE; HOBBS, 2006).

A propagação de supercélulas, ao contrário das multicélulas, não é dominada pelo disparo de novas células convectivas na frente de rajada. Uma supercélula é caracterizada por uma corrente ascendente dominante próxima da região de precipitação mais pesada, embora linhas de correntes ascendentes no flanco direito (com relação ao movimento da tempestade) possam ser observadas. A velocidade da corrente ascendente dominante pode exceder os 50 m.s-1 e sustentar grandes pedras de granizo (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Na Figura 2.9 se encontra o esquema de estrutura de uma supercélula clássica.

A estrutura de uma supercélula através da refletividade de radar é esquematizada na Figura 2.10. A corrente ascendente intensa está associada com um mínimo de refletividade, denominado de região limitada de eco fraco (BWER – *bounded weak-echo region*), entre 4 e 7 km de altura, que pode ser vista em um recorte vertical de um dado tridimensional de refletividade. A região de BWER significa que há uma corrente ascendente muito forte para permitir a precipitação de hidrometeoros. A visualização de CAPPIs de refletividade em baixos níveis do eco de máximas re-

fletividade (ou PPI mais baixo e relativamente próximo ao radar) que "cobrem" o BWER projetado na horizontal forma um eco em forma de gancho. Esse eco em gancho é a assinatura de refletividade mais utilizada para reconhecer uma supercélula em imagens de radar (HOUZE, 1993; WALLACE; HOBBS, 2006; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Figura 2.9 - Estrutura de uma supercélula clássica. Seção transversal horizontal (esquerda) da estrutura em baixos níveis em ecos de radar e (direita) esquema da aparência do ponto de vista de um observador localizado ao sul da tempestade.

Fonte: Adaptado de Houze (1993) e Markowski e Richardson (2010).

Um tipo de organização de tempestades convectivas são os chamados Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), que exibem dimensões espaciais maiores e tempo de vida mais longa que os tipos descritos anteriormente, além da coexistência entre precipitação convectiva e estratiforme. O mais comum tipo de SCM é a linha de instabilidade (LI).

LIs são células organizadas em uma linha atrás de uma frente de rajada e são observadas geralmente em latitudes médias e baixas (HOUZE, 1993; WALLACE; HOBBS, 2006). Em imagens de radar é possível observar a estrutura de uma LI, com precipitação convectiva observada ao longo da borda principal da tempestade, onde os valores de refletividade (e os gradientes) são particularmente altos. Logo atrás da área convectiva há diminuição da precipitação, seguido de um máximo secundário estratiforme, que surge da fusão de células mais antigas (visível na identificação da região de banda brilhante).

Um modelo conceitual de LI é mostrado na Figura 2.11. As células convectivas mais velhas se encontram no fluxo ascendente da frente para a retaguarda, que foi parte

de uma corrente ascendente convectiva mais forte. O ar resfriado por evaporação entra na parte traseira da LI, ocupando os níveis médio e inferior da retaguarda das correntes ascendentes. A quebra logo após a precipitação convectiva, antes da banda de precipitação estratiforme, é uma região de subsidência que fica logo atrás das células convectivas.

Figura 2.10 - Esquema básico de uma imagem composta de radar para tempestades supercélulas (para o hemisfério norte) com (a) seções transversais horizontais e (b) e (c) seções transversais verticais; a escala de refletividade está em dBZ; BWER são regiões de fracos ecos e $Z_e$max indicam as regiões de ecos mais fortes.

Fonte: Fonte: Adaptado de Houze (1993) e Wallace e Hobbs (2006).

A precipitação convectiva ocorre associada com intensa convergência em baixos níveis de correntes ascendentes e divergência também intensa na região da bigorna, em altos níveis. Já a precipitação estratiforme está associada à convergência em médios níveis devido ao resfriamento das correntes descendentes e divergência em baixos níveis (HOUZE, 1993; HOUZE, 2004; WALLACE; HOBBS, 2006).

Figura 2.11 - Seção transversal representativa de uma LI em latitudes médias.

Fonte: Fonte: Adaptado de Houze (1993), Houze (2004) e Wallace e Hobbs (2006).

2.3.1 Tempestades severas

A definição clássica para caracterização de tempestades convectivas severas é a de tempestades capazes de gerar granizo com diâmetro maior ou igual a 1,9 cm (em superfície) e/ou rajadas de vento com força destrutiva, cuja velocidade seja igual ou exceda os 26 m.s^{-1} (93,6 km.h^{-1}) e/ou tornados (JOHNS; DOSWELL, 1992; MOLLER, 2001). No entanto esses limiares podem ser considerados arbitrários, uma vez que são válidos para condições atmosféricas da América do Norte.

Segundo Nascimento (2005), essa definição é baseada nos conceitos de que essas tempestades podem gerar significativos impactos sociais e econômicos (implícito) e de que possuem correntes verticais muito intensas associadas à produção e suspensão de granizo de grandes dimensões e ventos em altas velocidades em superfície (explícito).

No entanto, na definição clássica, não é levado em consideração as condições de vulnerabilidade da região atingida, uma vez que tempestades com limiares inferiores aos da definição clássica podem causar impactos, incluindo desastres, como ocorre no Brasil, por exemplo. Tempestades típicas de verão, geralmente células ordinárias ou multicélulas de curta duração, podem gerar alagamentos repentinos, enxurradas e deslizamentos de terra, causando danos e impactos em superfície. Esse tipo de tempestade não possui correntes verticais tão intensas ou apresentam intenso cisalhamento vertical do vento.

2.4 TITAN - *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*

Dados brutos de radares meteorológicos são obtidos em coordenadas polares (variações de ângulos de elevação e azimute e distância do feixe), tornando a geometria da análise complicada. No entanto, geralmente, os dados volumétricos de radar são transformados para coordenadas cartesianas, para facilitar a manipulação dos mesmos.

Para trabalhar com o TITAN (DIXON; WIENER, 1993), as matrizes de dados cartesianas podem ser consideradas como uma série de camadas horizontais sobrepostas umas nas outras, em outras palavras, CAPPIs empilhados. No momento da transformação de coordenada polar para cartesiana é possível definir a resolução horizontal e vertical do novo volume de dados. As técnicas de interpolação disponíveis no algoritmo do TITAN são de interpolação bi-linear de até 8 pontos ou a do vizinho mais próximo.

Para a identificação de uma tempestade, é necessário estabelecer um limiar de refletividade (T_Z). O que o TITAN identifica como uma "célula" é uma região contígua de pontos cujo valor de refletividade esteja acima desse limiar. Inicialmente são encontrados os segmentos contíguos na horizontal Leste-Oeste (eixo x) e em Norte-Sul (eixo y), e nas respectivas adjacências, desconsiderando as relações diagonais. Isso é feito para cada uma das alturas definidas e feita a sobreposição, de modo que duas regiões de refletividade precisam apenas se sobrepor a uma célula da grade para que ambos sejam considerados parte da mesma tempestade.

Além de T_Z também é necessário estabelecer um limiar de volume (para dados 3-D) ou área (2-D), representados por T_V e T_A, respectivamente. Esse limiar foi definido para evitar a identificação de ruídos (DIXON; WIENER, 1993). Os *clusters* ou células de tempestade podem ser representadas por elipses ou polígonos.

O problema com o método de único limiar para refletividade é que duas tempestades distintas podem se tornar muito próximas uma da outra, havendo brevemente sobreposição de refletividade. Isso pode fazer com que sejam consideradas apenas como uma célula, sem que ocorra uma fusão real entre elas. Para resolver esse problema, um segundo limiar de refletividade (superior) é definido (T'_Z).

A técnica de limiar duplo de refletividade leva em consideração o produto composite (valor máximo de refletividade em projeção 2-D). As áreas contíguas significativas

de refletividade que excedam T'_Z são consideradas e as que não tem área significativa são excluídas temporariamente. Na sequência retorna-se ao T_Z (limiar inferior) com "crescimento" das regiões significativas até esse nível, definindo as fronteiras reais das células (HAN et al., 2009).

O método do TITAN rastreia tempestades correspondentes identificadas em um tempo de varredura com células identificadas no tempo seguinte. No algoritmo, duas técnicas são aplicadas, nessa ordem: (1) correspondência usando sobreposições e (2) otimização.

A combinação de células usando a sobreposição de área é a seguinte: se os formatos de tempestades em tempos sucessivos se sobrepuserem de maneira significativa, provavelmente serão a mesma tempestade. Então, são calculadas a área de sobreposição dividida pela área no tempo t_1 e a área de sobreposição dividida pela área no tempo t_2, que serão somadas: se o resultado da soma for igual a 2,0, a sobreposição é considerada perfeita; caso o resultado seja zero nenhuma sobreposição é considerada; e se o resultado exceder um determinado valor (0,6, por *default*), as células são consideradas parte do mesmo rastreio ou trilha (*track*).

A técnica de correspondência utilizando otimização determina a correspondência mais provável entre as tempestades identificadas em varreduras sucessivas. Tomando como exemplo a Figura 2.12, onde há representação de centróides e áreas projetadas em elipses de quatro e cinco clusters, definidos em t_1 e t_2, respectivamente.

Representados os possíveis caminhos que as tempestades podem ter tomado entre t_1 e t_2, a dificuldade está em decidir qual conjunto desses caminhos é o verdadeiro. A diferença de tempo para realização de uma varredura de radar é dada por Dt, e pode variar entre 5 a 10 min, e não necessariamente haverá o mesmo número de tempestades em tempos diferentes. Dito isso, a técnica de otimização do TITAN é baseada em 03 (três) suposições.

A primeira suposição considera que o conjunto correto incluirá sempre os caminhos mais curtos; o que é verdade para tempestades observadas frequentemente (Dt de 5 min), pois a razão do tamanho da tempestade ($\sim$2 a 20 km de diâmetro) para a distância em que se moveu em Dt ($\sim$1 a 10 km) é tal que é improvável que uma tempestade se mova para longe, e ter sua posição anterior (ou próxima) ocupada por uma tempestade diferente. Portanto, dado um conjunto de alternativas possíveis, conforme menor o caminho, maior a probabilidade de ser verdadeiro.

Figura 2.12 - Possíveis caminhos entre tempestades em intervalos de tempo consecutivos.

Fonte: Fonte: Adaptado de Dixon e Wiener (1993).

A segunda suposição considera que o conjunto correto incluirá tempestades de características similares, como tamanho e forma; uma célula de volume da ordem de 10^3 km^3 em t_1 possui maior probabilidade de corresponder a uma célula de volume de ordem de grandeza próxima do que uma tempestade da ordem de 10^2 km^3 em t_2.

A última suposição é a de que existe um limite superior para a distância que uma tempestade poderá se mover em Dt, que leva em conta a máxima velocidade esperada do movimento da célula (advecção somado ao desenvolvimento lateral). É o caso das linhas pontilhadas na Figura 2.12, que é quando os caminhos excedem esse limite.

É frequente duas ou mais células convectivas se fundirem para formar uma única tempestade e, embora não tão frequente, também é possível uma única célula se dividir em duas ou mais. Considerando o esquema de correspondências do TITAN para rastreamento de tempestades, quando uma fusão (*merge*) ocorrer, o máximo da trilha de rastreamento será estendido enquanto as demais serão descontinuadas; e quando uma divisão (*split*) ocorrer, o máximo da trilha de rastreamento será estendido e novas trilhas serão criadas para as novas células (Figura 2.13).

Para o caso de fusão, aplicando o algoritmo de correspondência é possível fazer uma previsão da posição do centróide da célula que em t_1 existia e deixou de existir em t_2, considerando-se a trilha de tempestade realizada pelo algoritmo de correspondência.

Se esta previsão da posição do centróide cair dentro da área projetada da atual célula em t_2, conclui-se que a tempestade em t_1 não "morreu" e fundiu-se às demais para formar uma nova célula em t_2. A mesma associação vale para quando uma divisão ocorre: caso haja o surgimento de centróides de novas células (novas trilhas) em t_2 dentro da área prevista do cluster da tempestade em t_1, conclui-se que ocorreu uma divisão.

No TITAN, uma célula é considerada simples (possuindo apenas um número de rastreio) quando a mesma não passa por fusões ou divisões durante seu ciclo de vida. Já quando uma célula passa por fusões ou divisões em algum momemto durante o seu ciclo de vida ela é considerada como célula complexa e, portanto, possui um número simples, associado à célula individual, e um número complexo, associado à trilha (família) de tempestades, que é o conjunto de células que passaram por divisões e fusões.

Figura 2.13 - Fusão (esquerda) e divisão (direita) de tempestades.

Fonte: Fonte: Adaptado de Dixon e Wiener (1993).

Sobre o algoritmo de previsão do TITAN, são feitas as seguintes hipóteses para a previsão: (1) uma tempestade tende a se mover ao longo de uma linha reta; (2) o seu crescimento (ou decaimento) tende a seguir uma tendência linear; e (3) podem ocorrer saídas aleatórias. Por isso, o método do TITAN depende exclusivamente de técnica de extrapolação, baseado em um ajuste linear ponderado do histórico de tempo de uma propriedade p qualquer, como exemplificado na Figura 2.14. A previsão de tendência linear é feita para propriedades de área projetada do centróide (2-D), centróide volumétrico, máxima refletividade, volume, área projetada,

velocidade, direção, topo, entre outros. Como a previsão depende do histórico da tempestade, se houver um merge ou split o histórico deve ser combinado ou dividido, respectivamente (Figura 2.15).

Dixon e Wiener (1993) utilizaram o limiar único de refletividade de 35 dBZ para identificação de tempestades, já que valores de refletividade abaixo desse limite estariam associados à chuva estratiforme. No entanto, a escolha de um limiar de refletividade maior ou menor pode influenciar na identificação de células. Caso aumente-se o limiar, núcleos convectivos individuais mais intensos dentro de um sistema precipitante serão identificados como tempestades individuais separadas; caso diminua-se o limiar de refletividade, por exemplo, para valores abaixo de 35 dBZ, haverá a identificação de área muito maior. No primeiro caso, permite-se um melhor rastreamento das tempestades, embora diminua-se a capacidade de acompanhamento do ciclo de vida, crescimento e decaimento das mesmas. No segundo caso, embora o acompanhamento do ciclo de vida da tempestade tenha sua capacidade aumentada, os picos de refletividade individuais dentro da área identificada não serão registrados (DIXON; WIENER, 1993; GOUDENHOOFDT; DELOBBE, 2013; PETER et al., 2015).

Figura 2.14 - Previsão baseada no histórico ponderado.

Fonte: Fonte: Adaptado de Dixon e Wiener (1993).

No estudo de Peter et al. (2015), os autores analisaram as estatísticas de tempestades convectivas detectadas por radar para a região Noroeste da Austrália. Utilizaram o limiar único de refletividade de 35 dBZ e de volume de 30 km^3. May et al. (2007) estudando estatísticas de atividade convectiva sobre o regime de monção na Austrália avaliaram a caracterização e número de células para dois limiares de refletividade,

de 35 e 45 dBZ. Goudenhoofdt e Delobbe (2013) utilizaram o limiar duplo de 40 dBZ (e 10 km^3) e 45 dBZ (e 5 km^3) para realizar uma estatística de 10 anos de dados volumétricos de radar com resolução temporal de 5 min.

No Brasil, e mais especificamente no ESP, alguns trabalhos também foram feitos utilizando o TITAN. Leal et al. (2012), Schild et al. (2014), Nascimento et al. (2014) e Gomes et al. (2014) utilizaram limiares únicos de refletividade e volume de 40 dBZ e 16 km^3. Gomes e Escobedo (2010) utilizaram os limiares de 25, 30 e 40 dBZ e de 30 km^3 para avaliar a distribuição de frequência de volume, área, topo dos ecos, refletividade máxima e média, velocidade e direção do deslocamento de células sobre a área central do ESP, em comparação dos verões de 1998-1999 e 1999-2000. Entre os resultados estão a demonstração de existência de regiões preferenciais de concentração de maior atividade convectiva.

Figura 2.15 - Histórico de translação da tempestade para (esquerda) fusão e (direita) divisão da tempestade.

Fonte: Fonte: Adaptado de Dixon e Wiener (1993).

2.5 Caracterização de tempestades por parâmetros derivados de refletividade

A partir de matrizes 3-D de refletividade é possível calcular alguns parâmetros para caracterização da severidade de tempestades. O parâmetro Topo dos Ecos (ECHO-TOP) é definido como o valor da máxima altura de um eco que exceda um limiar definido (por exemplo 10 dBZ ou 18 dBZ), e é um bom indicador da altura e do desenvolvimento vertical da tempestade. Máxima refletividade (MAXZ) e altura da máxima refletividade (HMAXZ) são outros exemplos. Esses e outros parâmetros

são utilizados como métricas para caracterização de tempestades e avaliação da potencial severidade das mesmas, considerando grande volume de precipitação, fortes rajadas de vento e granizo.

A estimativa de ocorrência de granizo com radar de polarização simples possui limitações, pois no preenchimento do volume iluminado pode estar contido tanto água líquida quanto gelo, e não é possível extrair informações como variedade de distribuição de tamanhos e formas de gotas de chuva e granizo. Contudo, houve esforços para o desenvolvimento de ferramentas capazes de auxiliar na previsão e monitoramento de ocorrência de granizo utilizando a refletividade (FOOTE et al., 2005). Entre os parâmetros de caracterização de tempestades que podem ser calculados a partir de medidas volumétricas de refletividade estão VIL, DVIL, FOKR, POH e HMA. Alguns trabalhos no Brasil utilizaram esses parâmetros.

Gomes et al. (2014), estudando a área de cobertura de BRU, identificaram que para células produtoras de granizo severo (> 19 mm) os parâmetros HMA, POH, FOKR, VIL e DVIL tinham um pico de valor máximo imediatamente antes do evento ser registrado em solo, seguido de ligeiro ou rápido decaimento dos valores. Resultados semelhantes foram obtidos por Queiroz (2008), após avaliação dos parâmetros MAXZ, HMAXZ, VIL, DVIL, FOKR, altura de Waldvogel (critério semelhante ao POH), dECHOTOP/dt (derivada temporal do Topo dos Ecos) e expansão da área do cluster, utilizando o FORTRACC (VILA et al., 2008). Portanto, a análise desses parâmetros calculados no rastreio da célula momentos antes do evento registrado é promissor para avaliar a construção de um índice de severidade de tempestades.

2.5.1 VIL - *Vertically Integrated Liquid* ou Água Líquida Integrada na Vertical

A magnitude e distribuição espacial da concentração de água líquida em uma nuvem detém considerável importância meteorológica, pois indica o grau e o desenvolvimento da condensação. Podem ser determinadas a partir do valor de refletividade e de acordo com algumas suposições feitas a respeito da distribuição do tamanho de gotas que compõe uma nuvem.

Marshall e Palmer (1948) propuseram uma equação para a distribuição do tamanho de gotas, que leva em consideração o seu diâmetro (Di), o número de gotas com D_i ($N(D_i)$), e dois parâmetros de distribuição do tamanho de gotas denotados por N_0 e b.

$$N(D_i) = N_0 \exp(-bD_i) \tag{2.20}$$

Sendo M o conteúdo de água líquida e z o fator de refletividade:

$$M = \frac{\rho_W \pi}{6} \int_0^{\chi} N(D_i) D_i^3 dD_i \tag{2.21}$$

$$z = \int_0^{\chi} N(D_i) D_i^6 dD_i \tag{2.22}$$

Sendo ρ_W a densidade da água e χ o diâmetro máximo da gota. Aplicando a equação de Marshall e Palmer (1948) em M e z, é possível estabelecer (GREENE; CLARK, 1972):

$$M = \frac{N_0 \rho_W \pi}{[720.10^{18} N_0]^{4/7}} z^{4/7} \tag{2.23}$$

Sendo ρ_w igual a 10^6 g.m^{-3} e N_0 igual a 8.10^6 m^{-4} (número de partículas por volume por intervalo de raio):

$$M = 3,44.10^{-3} z^{4/7} \tag{2.24}$$

Considerando que VIL (*Vertically Integrated Liquid*) é o conteúdo de água líquida integrada na vertical, isto é o conteúdo de água líquida M integrado entre a base e o topo dos ecos de refletividade (GREENE; CLARK, 1972):

$$VIL = 3,44.10^{-3} \int_{base}^{topo} z^{4/7} dh \tag{2.25}$$

A unidade de M é g.m^{-3}, e sendo h a altura da coluna de integração expressa em metros, consequentemente VIL é expresso em kg.m^{-2}.

VIL é um parâmetro que se mostrou excelente ferramenta para caracterização de tempestades com alto potencial precipitante e também para detecção de granizo, uma vez que crescimento da magnitude desse parâmetro é um bom indicador do "desenvolvimento explosivo" de tempestades.

2.5.2 DVIL - Densidade de VIL ou VIL *DENSITY*

Amburn e Wolf (1997) observaram, ao analisarem valores de refletividade de tempestades, que valores altos de ECHOTOPS e VIL nem sempre estavam relacionados com ocorrência de granizo grande. A partir disso, levantaram a hipótese de se normalizar o parâmetro VIL (kg.m^{-2}) pelo ECHOTOP (m), multiplicado por 10^3. O parâmetro criado é o denominado Densidade de VIL (DVIL), cuja unidade é g.m^{-3}.

$$DVIL = \frac{VIL}{ECHOTOP} 1000 \tag{2.26}$$

Entre seus resultados, para a região do radar localizado em Oklahoma, nos Estados Unidos, os autores concluíram que DVIL 3,5 g.m^{-3} está relacionado com a probabilidade de ocorrência de granizo em 90%.

Alguns autores investigaram tempestades sobre a área central do ESP utilizando esse parâmetro. Gomes e Held (2004) concluíram que valores de DVIL entre 2,3 e 3,3 g.m^{-3} estão associados com a probabilidade de uma tempestade produzir ventos intensos e granizo, e que valores que excedam o limite de 3,3 g.m^{-3} estão associados a tempestades extremamente severas. Leal (2008), estudando o período de 2000 a 2004, definiu alguns limiares para DVIL: $<$ 2,0 g.m^{-3}, DVIL entre 2,0 e 4,0 g.m^{-3} e DVIL $>$ 4,0 g.m^{-3} estariam associados com tempestades não severas, tempestades com potencial para produzir ventos intensos e/ou granizo e tempestades extremamente severas, com potencial de gerar danos à vida e à propriedade.

2.5.3 FOKR - Índice de Foote-Kraus

O índice proposto por Foote et al. (2005), FOKR, classifica tempestades levando em consideração o valor de refletividade e a altura da isoterma de 0ºC. Sendo H_0 a altura da isoterma de 0ºC, e H_{45} a altura do topo do eco de 45 dBZ e Z_{MAX} a refletividade máxima, então $\Delta H_{45} = H_{45} - H_0$. Levando em consideração Z_{MAX} e ΔH_{45}, tempestades são classificadas em quatro categorias (Tabela 2.4).

As considerações feitas pelos autores são: (1) se o eco não estiver acima de 3 km acima do nível do mar, a célula não será incluída nas categorias I ou II; (2) como as tempestades podem evoluir com o tempo, podem mudar de categoria à medida que se intensifica ou enfraquece; (3) as duas primeiras e duas últimas categorias são consideradas como não produtoras e produtoras de granizo, respectivamente; (4) acredita-se que as tempestades de Categoria IV possam produzir em torno de 5

vezes mais danos do que tempestades de Categoria III (FOOTE et al., 2005).

Tabela 2.4 - Categorias de tempestade do índice FOKR.

Categoria	**Z_{MAX} (banda-S)**	**$\triangle H_{45}$**	
I	40 dBZ (3 km acima do nível do mar)	-	Célula não produtora de granizo
II	45 dBZ (3 km acima do nível do mar)	-	Possibilidade de desenvolvimento para tempestade de granizo
III	Entre 55 e 65 dBZ	> 3,0 km	Provável tempestade de granizo
IV	> 65 dBZ	> 4,0 km	Tempestade de granizo intensa

Fonte: Adaptado de Foote et al. (2005).

2.5.4 POH - *Probability of Hail* ou Probabilidade de Granizo

O índice POH (FOOTE et al., 2005) é baseado nos resultados de Waldvogel et al. (1979) e relaciona a diferença da altura entre o contorno de 45 dBZ e a altura do nível de congelamento (altura de Waldvogel) com a ocorrência de granizo em solo. O ajuste polinomial feito por Foote et al. (2005) é mostrado na Figura 2.16. Quanto maior a distância entre o contorno de 45 dBZ e a isoterma de 0°C, maior a probabilidade de ocorrência do granizo.

2.5.5 HMA - *Hail Mass Aloft* ou Massa de Granizo Suspensa

Foote et al. (2005) propuseram um parâmetro para avaliar tempestades produtoras de granizo. A proposta foi dar atenção em volumes de refletividade com valores > 55 dBZ, seguindo a hipótese de que se ocorrem mudanças significativas na microfísica de semeadura da nuvem, deve haver mudanças dentro dessa região de alta refletividade. A métrica proposta nesse sentido é a de uma massa total de granizo estimada suspensa (HMA - *Hail Mass Aloft*), dado em 10^6 kg, onde M' (g.m^{-3}) é calculado em função da refletividade, e a integração é feita sobre uma célula com refletividade > 55 dBZ (para radares banda-S) e em alturas > 2 Km acima da isoterma de 0°C:

$$M' = 2,32.10^{-5} Z^{0,706} \tag{2.27}$$

Figura 2.16 - Probabilidade de ocorrência de granizo (POH) à superfície de acordo com a altura do contorno de 45 dBZ com relação ao nível de congelamento (0°C).

Fonte: Fonte: Adaptado de Foote et al. (2005).

$$HMA = \int M' dV \tag{2.28}$$

Schild et al. (2014) realizou um estudo para análise de um tornado ocorrido no interior do ESP. Encontrou valores de VIL próximo a 75 kg.m^{-2}, um indicativo de ventos destrutivos ao alcance do solo, de HMA de 1120.10^6 kg e de MAXZ de 59 dBZ.

2.5.6 VIHM - *Vertically Integrated Hail Mass* ou Massa Integrada de Granizo na Vertical

Também utilizado por Foote et al. (2005) e também disponível para uso operacional no TITAN, a Massa Integrada Vertical de Granizo (VIHM) é calculada para todo o volume da célula. A estimativa é realizada da mesma maneira que as cálculos de VIL que usam a refletividade máxima em cada nível dentro de uma célula (VIL$_{max}$), mas usando a conversão de refletividade em massa de granizo ao invés da associação com precipitação líquida. Como no VIL$_{max}$, usando a refletividade máxima em cada altura, o VIHM se torna uma estimativa da massa de granizo integrada dentro da

célula.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

A área de estudo é a que se encontra dentro da região de cobertura volumétrica de PPR e BRU sobre o ESP (Figura 3.1).

Figura 3.1 - Mapa de topografia do estado de São Paulo, com a área de cobertura volumétrica de BRU e PPR.

Fonte: Produção do autor.

3.2 Dados de radar

Neste trabalho foram utilizados dados brutos de varredura volumétrica de BRU e PPR. Informações sobre as características técnicas e receita de operação dos dois radares podem ser encontrados na Tabela 3.1.

A varredura volumétrica é feita pela composição de 16 PPIs, iniciando da elevação mais alta (45º) até a mais baixa (0,3º). Na Figura 3.2 está representada a receita de operação de BRU, levando em consideração a abertura do feixe de aproximadamente 2º, as elevações, a distância com relação ao radar e a altitude com relação ao nível médio do mar. Aumentando a distância com relação ao radar, o feixe torna-se mais aberto, aumentando o volume iluminado; a uma distância de 240 km o feixe possui uma abertura de aproximadamente 8 km de diâmetro. Na Figura 3.3 estão representadas as 16 elevações, considerando o centro do feixe. PPR não está representado nas figuras, pois a receita de operação é a mesma, com única diferença sendo a altitude

com relação ao nível médio do mar.

Tabela 3.1 - Especificações técnicas dos radares meteorológicos

	PPR	**BRU**
Comprimento de onda	10,7 cm	10,7 cm
Ângulo de abertura do feixe	2º	2º
Largura do pulso	0,8 μs	0,8 μs
PRF (dual)	620/465 Hz	620/465 Hz
Número de elevações	16	16
Resolução temporal	7,5 min	7,5 min
Resolução radial	250 m	250 m
Alcance (solo)	240 km	240 km
Longitude	-51.3742º	-49.0275º
Latitude	-22.1750º	-22.3583º
Altitude	473 m	624 m

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.2 - Elevações de BRU com relação a altura e a distância, considerando a abertura de 2º do feixe.

Fonte: Produção do autor.

Figura 3.3 - Elevações de BRU, com relação a altura e a distância, considerando o centro do feixe.

Fonte: Produção do autor.

3.3 Calibração dos dados de radar

Como o fator refletividade equivalente depende da potência transmitida pela magnetron, que tem tempo de vida e pode decair continuamente com o tempo, é recomendado o monitoramento das variações temporais da potência transmitida e, consequentemente, obtenção do valor da refletividade. Umidade, chuva e vento podem gerar variações no ganho da antena ao longo do tempo e processos de molhamento e desgaste da pintura do radome podem causar atenuação de sinal.

Eliminar as fontes de incerteza que podem surgir devido às variações nos valores de refletividade é uma necessidade antes de trabalhar com dados de um radar meteorológico isolado e, sobretudo, quando se utiliza mais de um radar. Portanto, para que os resultados de qualquer análise com radares sejam coerentes é necessário estabelecer um procedimento de calibração dos valores de refletividade.

Embora se tenha informações sobre manutenções preventivas e corretivas, não é possível avaliar objetivamente a qualidade das calibrações rotineiras de cada radar, além das garantias dadas pela instituição. Também não é possível avaliar se existe interferência devido aos componentes mecânicos descritos anteriormente. Sabe-se,

no entanto, que os radomes dos radares do IPMet passam por manutenções na pintura periodicamente, e quando se percebe subjetivamente alteração nos valores de refletividade de um dos radares em comparação com o outro.

Anagnostou et al. (2001) desenvolveram uma metodologia para calibração de radares de superfície (GR – ground radar) através da estimativa de erros sistemáticos de observação de GRs e comparação com observações coincidentes do radar de precipitação (PR – *precipitation radar*) do satélite de órbita equatorial *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), que operou de 1997 a 2015. O PR operava na banda Ku (13,796 – 13,802 GHz) e emitia ondas eletromagnéticas com comprimento de onda de 2,17 cm.

A metodologia de Anagnostou et al. (2001), utilizada para calibrar os radares da rede norte-americana NEXRAD (*Next-Generation Radar*), é composta de vários passos. Num primeiro momento, varreduras volumétricas de refletividade instantâneas e coincidentes entre o GR e o PR são projetadas em uma grade cartesiana tridimensional (caixa 3-D) comum paralela ao solo e de resolução 5 km x 5 km na horizontal e 2 km na vertical, entre os níveis de altura de 6 a 10 km. Essas dimensões são utilizadas para serem consistentes com a resolução horizontal e vertical do PR: resolução vertical de 250 m, e o campo de visão horizontal do sensor de aproximadamente 5 km x 5 km. Os níveis de 6 a 10 km são usados para confecção dos CAPPI, pois abaixo de 6 km pode haver contaminação da banda brilhante e acima de 10 km pode haver erros significativos de interpolação para varreduras de elevações mais altas. A caixa 3-D é centrada na origem do GR até 100 km de extensão horizontal.

Na sequência, são utilizados os campos de refletividade com atenuação corrigida encontrados no produto 2A-25 (SIMPSON et al., 1996), classificados como precipitação estratiforme. A consideração apenas de estruturas estratiformes acarreta na redução da incerteza devido à alta variabilidade da precipitação sub-grade associada à estrutura convectiva. São considerados para comparação apenas os pixels que excederem o limiar de 18 dBZ (fronteira inferior da sensibilidade do PR).

Alguns trabalhos foram feitos utilizando a metodologia de comparação dos GR BRU, PPR e SRO com o PR. Anagnostou et al. (2000) compararam os campos de refletividade do radar de BRU com o PR para casos entre 1997 e 1999 que cobrissem 20% da área comum de amostragem. Um exemplo da comparação dos valores de refletividade entre os dois sensores pode ser observado na Figura 3.4. Foi encontrada uma subestimativa de 6 dBZ entre o sensor do radar de BRU e o PR. O histograma da diferença e o gráfico de dispersão da diferença GR-PR versus o valor da refletividade

do PR estão presentes na Figura 3.5.

Figura 3.4 - Distribuição horizontal e vertical de valores de refletividade obtidos pelos radares PR (acima) e Bauru (abaixo) para o dia 13 de Janeiro de 1999. Os círculos correspondem a uma distância de 150 km do radar.

Fonte: Adaptado de Anagnostou et al. (2000).

Costa (2007) avaliou os dados volumétricos de 4 (quatro) radares operados pelo DECEA, incluindo SRO. Para comparar os dados do PR foram utilizados cinco casos de eventos precipitantes dos anos 2005 e 2006 e comparadas as amostragens dos valores de refletividade. Uma das conclusões foi que SRO estava superestimando a refletividade em 6,97 dBZ com relação ao PR. Os histogramas de distribuição de frequência encontrados por Costa (2007) para o PR, GR (SRO) e a diferença PR-GR estão na Figura 3.6.

Queiroz (2008) trabalhou com os dados de BRU e SRO e para estimativa dos erros de refletividade entre os dois radares utilizou uma metodologia mais simples, com comparação de CAPPIs entre as alturas de 6 a 10 km entre os dois radares em uma área de intersecção, durante um evento precipitante. O resultado obtido foi

semelhante ao de Costa (2007) e Anagnostou et al. (2000), de uma diferença total de aproximadamente 13 dBZ entre os dois radares. Por fim, aplicou uma correção de +6 dBZ em BRU e –7 dBZ em SRO.

Figura 3.5 - Histograma da diferença GR-PR (esquerda) e gráfico de dispersão da diferença GR-PR versus o valor da refletividade do PR (direita).

Fonte: Adaptado de Anagnostou et al. (2000).

Figura 3.6 - Histograma dos valores de refletividade do PR do TRMM (esquerda), do GR – radar SRO (centro) e a diferença entre PR-GR (direita).

Fonte: Adaptado de Costa (2007).

Mais recentemente, Saraiva et al. (2001) e Saraiva (2016) aplicaram uma metodologia de calibração de radares meteorológicos do SIPAM (Sistema de Proteção

da Amazônia) adaptada da proposta por Anagnostou et al. (2001). Saraiva et al. (2001) realizaram o procedimento de comparação dos valores de refletividade entre o TRMM e o radar meteorológico de Tefé (AM). Encontraram semelhanças na distribuição de refletividade entre o PR e GR para 4 amostras, mas com um BIAS (viés) de +10,94 dBZ. Saraiva (2016) realizou o procedimento para 10 radares do SIPAM em um período de 5 anos (2008 a 2012). A Figura 3.7. mostra o número de amostragens coincidentes do TRMM e dos GR e o BIAS calculado para cada um dos radares.

Figura 3.7 - Calibração da rede de radares meteorológicos do SIPAM. O viés descreve a diferença em dBZ entre o GR e o TRMM-PR. Valores positivos devem ser subtraídos da refletividade do GR e valores negativos devem ser somados. NCM indica sem casos correspondentes entre os dois sensores. ORB indica o número de órbitas do TRMM usadas para computar o viés.

RADAR	ANO									
	2008		2009		2010		2011		2012	
	ORB	VIES	ORB	VIES	ORB	VIES	ORB	VIES	ORB	VIES
BEL	NCM		27	-1.0	25	3.9	23	-10.3	17	-6.8
STM	08	4.0	25	1.7	25	4.9	18	3.7	24	1.7
MAO	09	5.4	16	-2.1	15	-6.9	11	-5.9	17	-8.0
TFF	08	5.5	19	9.7	18	5.1	15	4.7	38	6.5
PVH	09	1.7	27	0.5	02	-1.0	11	5.3	25	5.9
CZS	05	10.3	39	8.3	18	7.8	23	9.6	24	8.3
TBT	12	6.2	33	-3.6	29	-0.3	30	0.3	29	-1.3
SGC	NCM		28	0.6	27	7.0	20	5.2	18	6.3
MCP	NCM		28	-9.7	18	-5.0	19	-5.6	33	-7.4
BVB	06	5.1	21	-1.9	13	-11.2	09	3.5	13	5.7

Radares: São Gabriel da Cachoeira (SGC), Tabatinga (TBT), Tefé (TFF), Manaus (MAO), no estado de Amazonas; Cruzeiro do Sul (CZS) no estado do Acre; Porto Velho (PVH) no estado de Rondônia; Boa Vista (BVB) no estado de Roraima; Macapá (MCP) no estado do Amapá; e Belém (BEL) e Santarém (STM) no estado do Pará.

Fonte: Adaptado de Saraiva (2016).

O satélite TRMM teve suas atividades encerradas em 2015. Em seu lugar, foi estabelecido o satélite *Global Precipitation Measurement* (GPM), em operação desde 2014, que conta com um sensor semelhante ao PR, denominado dPR (*Dual-pol Precipitation Radar*), que é um radar de dupla polarização e que operan tanto na banda Ku e como na banda Ka. A Figura 3.8 expõe o esquema de varredura do dPR, considerando a observação pela emissão de ondas eletromagnéticas na banda Ku e na banda Ka, além da direção de vôo.

Figura 3.8 - Estratégia de varredura do dPR/GPM.

Fonte: Adaptado de Iguchi et al. (2018).

Na preparação para o lançamento do GPM, Schwaller e Robert Morris (2011) avaliaram uma metodologia de calibração de dados de radar utilizando os dados do TRMM e de diversos radares da NEXRAD, nos Estados Unidos, além da Austrália, Coréia do Sul e Ilhas Marshall. A partir da combinação de dados de GR e do PR, calcularam médias da refletividade do PR (original e com atenuação corrigida), taxa de precipitação, e compararam valores de refletividade dos GR na intersecção de amostragem do PR. Encontraram diferença notavelmente pequena entre o fator de refletividade do PR e dos GR durante o período de estudo para chuva estratiforme e convectiva em amostras coletadas na alta atmosfera. No entanto, encontraram significativas diferenças de refletividade em casos considerados convectivos em amostras na parte inferior da atmosfera.

Warren et al. (2018) realizaram uma adaptação ao estudo de Schwaller e Robert Morris (2011) utilizando os dados do GPM e dados de três radares banda-S na Austrália. Os pares de amostra coincidentes de dPR e GR levaram em conta correspondência de volume durante um período de 7 anos, cuidadosamente filtrados para isolar as diferenças de refletividade associadas aos erros de calibração dos GR. No trabalho, foram usados em conjunto registros do trabalho de engenharia do radar para derivar uma série temporal de erros de calibração consistentes e constantes

para cada local.

Biswas e Chandrasekar (2018) realizaram comparações de dupla polarização dos dados do dPR com radares da NEXRAD para um período de 4 anos, utilizando a técnica de correspondência proposta por Bolen e Chandrasekar (2003) e Schwaller e Robert Morris (2011), que tenta realizar comparações ponto a ponto, levando em consideração a geometria do feixe dos GRs e do dPR. Foram considerados mais de 250 casos de amostragem coincidente entre o dPR e os GRs. A análise mostrou que os valores de refletividade do dPR são bem compatíveis com os GR, com coeficiente de correlação de 0,9 para a banda Ku e 0,85 para a banda Ka. Verificaram também as observações do BIAS médio de refletividade entre dPR e GRs ao longo do tempo. Concluíram que o dPR subestima taxas de precipitação altas em casos de chuva convectiva.

Como os dados do dPR abrangem um período mais recente (a partir de 2014), neste trabalho a metodologia de calibração proposta por Anagnostou et al. (2001) foi aplicada utilizando o sensor dPR do satélite GPM como referência. Caso utilizássemos o satélite TRMM, o período de análise ficaria restrita entre 1997 e 2015. O produto do GPM equivalente ao 2A-25 (SIMPSON et al., 1996) é o 2A-Ku (GRECU et al., 2016), que disponibiliza dados de refletividade bruta e com atenuação corrigida para 16 órbitas diárias, numa grade de resolução horizontal de 5,2 km e vertical de 125 m. Maiores informações acerca das características operacionais do sensor dPR se encontram na Tabela 3.2 e em Iguchi et al. (2018).

Tabela 3.2 - Especificações técnicas do dPR/GPM

Item	**KuPR**	**KaPR**
Largura do *Swath*	245 km	120 km
Resolução do *bin*	125/250 m	250/500 m
Resolução espacial	5.2 km (Nadir)	5.2 km (Nadir)
Largura do feixe	0.71°	0.71°
Largura de pulso	1.6 μs	1.6 μs / 3.2 μs
Número de bins	49	25 combinados e 24 intercalados
Frequência de operação	13.597-13.603 GHz	35.547-35.553 GHz

Fonte: Adaptado de Iguchi et al. (2018).

3.4 Meteodologia de calibração dos dados de BRU e PPR

Nesta etapa do trabalho, foram comparados os dados de refletividade dos GR BRU e PPR e do dPR, numa adaptação da metodologia proposta por Anagnostou et al. (2001) e também utilizada em Anagnostou et al. (2000), Costa (2007), Saraiva et al. (2001) e Saraiva (2016). Os resultados foram comparados qualitativamente e quantitativamente, através de estatísticas descritivas. Como dPR e GR possuem uma geometria distinta na aquisição dos dados, foi necessário uma formatação de dados de modo que os casos de comparação pudessem ser representados de forma mais fiel possível. Desta forma, adotou-se a metodologia esquematizada no fluxograma da Figura 3.9.

Figura 3.9 - Fluxograma da metodologia de comparação dos dados do dPR com os dados dos GR (BRU e PPR).

Fonte: Produção do autor.

3.4.1 Seleção dos dados

A base de dados do GR (BRU e PPR) utilizada apresenta uma série histórica de quatro anos, entre 2015 e 2018, para ser coincidente temporalmente com a série histórica do dPR. Os dados de GR selecionados são obtidos no formato SIGMET RAW. Os dados do dPR foram obtidos através do produto 2A-Ku, no formato HDF5. Há que se levar em consideração, no entanto, que houve interrupção do funcionamento de BRU e/ou PPR em alguns períodos de tempo.

3.4.2 Coincidências de amostragem

A identificação de coincidências de amostragens foi feita através de duas etapas. Na primeira etapa, foi realizado uma varredura na série de quatro anos de dados do dPR em que houvesse sobreposição com relação à área de cobertura de cada GR e que houvesse pelo menos 10 pixels de refletividade dentro da região coincidente. Para evitar problemas de atenuação do feixe por conta de molhamento do radome, foram considerados casos onde não havia chuva sobre radome no momento da observação. Na Figura 3.10 é apresentado um exemplo de amostragem do dado do dPR sobre a América do Sul, com sobreposição na área de cobertura de BRU e PPR.

Na segunda etapa, foi feita uma triagem no conjunto de dados do dPR recortados anteriormente, de forma que foram aproveitados somente aqueles cujo momento de amostragem apresentou diferença de, no máximo, 5 minutos em relação aos dados dos GR. Desse modo, foi garantido que cada amostragem do dPR possuía uma amostra de cada GR de data e hora aproximadas para aquela área de cobertura.

3.4.3 Criação das matrizes 3-D

Para comparação das estrutura tridimensionais da área amostrada por cada radar, utilizou-se um método de interpolação por vizinho mais próximo para geração de matrizes cartesianas dos dados do dPR e dos GR.

Foram geradas matrizes tridimensionais dos dados de refletividade do GR, com 5 km x 5 km de resolução horizontal (96 pontos x 96 pontos) e 2 km de resolução vertical. A matriz cartesiana 3-D pode ser entendida como um empilhamento de CAPPIs de 2 a 21 km de altura, considerando, por exemplo, que o CAPPI 3 km tem uma espessura de 1 km para baixo e 1 km para cima.

Para o dPR, o dado de fator de refletividade com atenuação corrigida (*z Factor Corrected*) do produto 2A-Ku, de dimensões 7936 pontos de órbita, 49 *bins* e 176

alturas (a cada 125 m), foi redimensionado para uma matriz com a mesma grade do GR, i.e., 5 km x 5 km x 2 km, também utilizando interpolação por vizinho mais próximo.

Figura 3.10 - Exemplo de amostragem do sensor dPR do satélite GPM sobre a América do Sul

Fonte: Produção do autor.

3.4.4 Seleção dos CAPPIs

Na sequência, foram selecionados casos de amostragem coincidentes entre os CAPPI 7, 8, 9 e 10 km do GR e o dPR. Foram selecionados casos com no mínimo 10 pontos coincidentes numa área limitada até 60 km do raio de cobertura do GR. Esse limite foi estabelecido pois, devido ao ângulo de abertura do feixe ser de 2º, a partir de 60 km de distância o volume iluminado do radar possui mais que 2 km de largura. Os CAPPI foram selecionados acima de 7 km para evitar os efeitos da banda brilhante e até 10 km pois acima deste nível poderiam ocorrer erros de interpolação, como discutido por Anagnostou et al. (2001) e Morales e Amorim (2016).

3.4.5 Seleção dos pixels classificados como estratiformes

O produto 2A-Ku (GRECU et al., 2016) disponibiliza uma classificação dos pixels a partir da distribuição vertical de refletividade. Os pixels podem ser classificados como precipitação estratiforme, convectiva e mista. Para esta etapa da meteodologia, foram considerados apenas os pixels classificados como estratiformes para comparação, de acordo com a metodologia proposta por Anagnostou et al. (2001). Na sequência, foi aplicada uma máscara na matriz de dados dos CAPPIs do GR considerando apenas os pixels estratiformes do dPR. Desse modo, a comparação das matrizes do GR e dPR se dará apenas considerando precipitação estratiforme, acima da altura da banda brilhante.

3.4.6 Comparação dos resultados

A avaliação das diferenças entre o dPR e os GR é baseada em amostras estatísticas das diferenças dos valores de refletividade, através do erro médio (β) e do desvio padrão subtraído do erro médio (σ), que podem ser obtidas através das seguintes equações:

$$\beta = \frac{1}{n}\sum_{n}(Z_{dPR} - Z_{GR}) \tag{3.1}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum((Z_{dPR} - Z_{GR}) - \beta)^2}{n}} \tag{3.2}$$

Onde n representa o número total de elementos da série e Z_{dPR} e Z_{GR} representam os valores de refletividade do dPR e dos GR BRU e PPR, respectivamente. Desse modo, através de β é possível determinar subestimativas ou superestimativas de refletividade do GR em relação ao dPR entre 2015 e 2018.

Após a identificação de coincidências de amostragem entre dPR e os GR PPR e BRU, foi feita a seleção de um número de casos e o cálculo de β de dPR-GR. Foram gerados histogramas de distribuição de refletividade do dPR, GR e dPR-GR. Na sequência, foram construídos gráficos de série temporal dos dados de dPR-GR, considerando β e σ dentro do intervalo de confiança (L) de 95% de cada amostra:

$$L = \pm t_a \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \tag{3.3}$$

Onde t_a representa o quantil da distribuição t com n graus de liberdade.

3.4.7 Avaliação das flutuações temporais

Para avaliar a flutuação temporal de β e σ no período analisado, foi aplicada uma metodologia de pontos de mudança (*changepoints*) para separação de intervalos de β de dPR-GR.

A metodologia de pontos de mudança é uma abordagem que consiste em estimar pontos onde propriedades estatísticas de uma série temporal de observações se modificam. Segundo Haynes et al. (2014) e Killick e Eckley (2014) esse método é empregado em estudos de séries temporais para verificação de mudanças em tendências buscando identificação de pontos através da minimização de uma função de custo:

$$C_t = \sum_{i=1}^{m+1} [C(y_{(\tau_{i-1}):\tau_i})] + \beta f(m) \tag{3.4}$$

Onde m é o total de pontos de mudança; $\mathrm{C}(\mathrm{y}_{(\tau_{i-1}):\tau_i})$ é a função de custo de cada segmento; $\beta f(m)$ é um fator de penalidade e C_t é o custo total.

Quando se trabalha com séries temporais, há necessidade de poder identificar a localização dos pontos de mudança, sendo que vários algoritmos de busca foram propostos, desde metodologia de segmentação binária, algoritmo de vizinhança de segmento e, mais recentemente, o algoritmo PELT, segundo revisão bibliográfica feita por Haynes et al. (2014) e Killick e Eckley (2014).

O algoritmo de segmentação binária é o método de pesquisa de múltiplos pontos de mudança mais utilizado. Primeiramente, é aplicada uma estatística de teste de ponto de mudança único para todos os dados e, se um ponto de mudança for identificado, os dados serão dividido em dois no local daquele ponto. O procedimento se repete em dois novos conjuntos de dados, antes e depois da alteração e se os pontos de mudança forem identificados em novos conjuntos de dados, eles são divididos ainda mais. Então, o processo continua até que nenhum ponto de mudança seja encontrado em qualquer parte dos dados. Este procedimento é uma minimização aproximada da equação 3.4 com $f(m) = m$, pois qualquer local do ponto de mudança está condicionado aos pontos de mudança identificados anteriormente. A segmentação binária é, portanto, um algoritmo aproximado, mas é computacionalmente rápido, pois apenas considera um subconjunto das soluções possíveis $2n - 1$ (HAYNES et al., 2014; KILLICK; ECKLEY, 2014).

O método do segumento de vizinhança minimiza a expressão dada pela equação 3.4 usando uma técnica de programação dinâmica para obter a segmentação ideal para $m+1$ pontos de mudança reutilizando as informações que foram calculadas para m pontos de mudança. Embora esse algoritmo seja exato, o complexidade computacional é consideravelmente maior que a da segmentação binária (HAYNES et al., 2014; KILLICK; ECKLEY, 2014).

Já o algoritmo PELT, proposto por Killick et al. (2012), é semelhante ao algoritmo de segmento de vizinhança, na medida em que fornece uma segmentação exata, mas pode mostrar-se mais eficiente computacionalmente, devido ao uso de métodos dinâmicos programação. A principal premissa que controla o tempo computacional é que o número de pontos de mudança aumenta linearmente à medida que o conjunto de dados cresce (HAYNES et al., 2014; KILLICK; ECKLEY, 2014).

Para avaliar a flutuação temporal das séries de β dPR-GR, neste trabalho, foi utilizada uma função de pontos de mudança a partir da β e da σ das amostras, utilizando o algoritmo PELT, considerando que as amostras possuem uma distribuição normal. Maiores detalhes sobre a função e o algoritmo utilizados se encontram em Killick e Eckley (2014).

3.4.8 Aplicação e teste das correções

Após definição de β de dPR-GR para cada intervalo, esse valor foi aplicado como *offset* aos pontos das matrizes 3-D e comparado através de gráficos de dispersão GR x dPR e dPR-GR x dPR. Foram selecionados três casos de amostragem coincidentes de refletividade dos GR e dPR com e sem aplicação do *offset*, seguindo a metodologia proposta neste trabalho, e feito um gráfico de variação do β dPR-GR para avaliar se a subestimativa ou superestimativa permanecia após as correções.

Após verificação objetiva da qualidade das correções, foram gerados campos de refletividade do CAPPI 3 km para dois casos de amostragem coincidente do dPR e GR, comparando subjetivamente os campos de refletividade do dPR, GR sem correção e GR após a correção.

3.5 Testes de sensibilidade do TITAN

Antes de se trabalhar com as matrizes 3-D para caracterização de tempestades, foi necessário realizar alguns procedimentos para verificar como o algoritmo de indentificação, rastreio e previsão do TITAN interage com cada resolução de grade cartesiana, limiar mínimo de refletividade e tempo de previsão por extrapolação.

3.5.1 Resolução da Matriz 3-D e limiar mínimo de refletividade

Nesta etapa do trabalho, foi avaliada qual a resolução da matriz cartesiana 3-D que seria utilizada para a rodada do TITAN para o estudo de tempestades sobre o IESP. Levando em conta que o feixe de BRU e PPR possui 2º de abertura, é intuitivo que, num primeiro momento, se pense em escolher uma resolução entre 1 e 2 km, como discutido anteriormente. No entanto, para avaliar objetivamente a capacidade do algoritmo do TITAN em identificar células de tempestade, foram testadas as matrizes 3-D de resolução (horizontal e vertical) de 0,5 km, 0,75 km, 1 km, 1,5 km e 2 km, semelhante ao teste realizado por Goudenhoofdt et al. (2010) para 3 anos de dados de radar banda-C na Bélgica.

Entre os métodos de interpolação disponíveis para elaboração para grade cartesiana 3-D foi utilizado o método de interpolação bilinear. Havia a possibilidade de escolha do número de 1 a 8 pontos de interpolação, sendo que quanto menor o número de pontos, menor a qualidade da interpolação e menor o custo computacional, e vice-versa. O tempo de processamento é importante de ser levado em consideração, uma vez que a principal aplicação do uso do radar meteorológico é o *nowcasting* que preza pela maior eficiência temporal na obtenção e processamento dos dados. Portanto, levando em consideração a qualidade da interpolação e o custo computacional, foi escolhido o método de interpolação bilinear de 4 pontos.

Foram selecionados 6 dias com observação de tempestades sobre a área de cobertura volumétrica de BRU e PPR e testadas as 5 grades de resolução para confecção da matriz 3-D. Na sequência, o algoritmo do TITAN foi rodado para identificar tempestades com o limiar mínimo de refletividade de 35 dBZ e liminar mínimo de volume de 16 km^3 (por *default*). Foram, então, gerados gráficos com o número normalizado à resolução de 1km para avaliar o número de células simples e complexas identificadas pelo TITAN para as 5 resoluções de matriz cartesiana testadas.

Assim como discutido anteriormente e apontado por Dixon e Wiener (1993), Goudenhoofdt et al. (2010), Goudenhoofdt e Delobbe (2013) e Peter et al. (2015), o limiar mínimo de refletividade (e limiar mínimo de volume) utilizado para identificação de células interfere diretamente no número de amostras, tempo de vida e na análise dos parâmetros de refletividade. Foram avaliados, os limiares mínimos de refletividade de 30 dBZ, 33 dBZ, 36 dBZ, 39 dBZ, 40 dBZ, 42 dBZ e 45 dBZ para 4 casos de células convectivas observadas por BRU e PPR (dois para cada radar) através de gráficos que mostram o tempo de vida e o volume de cada célula. O liminar mínimo de volume testado foi o de 16 km^3 por ser o limiar padrão do algoritmo e não excluir

células isoladas de menor magnitude.

3.5.2 Algoritmo de rastreio e previsão

Para avaliar o algoritmo de rastreio e previsão do TITAN foi utilizada a abordagem de tabela de contingência (WILKS, 1995). A bordagem baseou-se na comparação de resultados previstos e observados das tempestades em 4 anos de observação (2015 a 2018), considerando o polígono da previsão por extrapolação e o polígono "real"da tempestade. Foram calculados três índices de avaliação: POD (Probabilidade de Detecção ou *Probability of Detection*), FAR (Taxa de Falsos Alarmes ou *False Alarm Ratio*) e CSI (Índice de Sucesso Crítico ou *Critical Success Index*). As equações dos índices são mostrados à seguir:

$$POD = \frac{n_{sucesso}}{n_{sucesso} + n_{falhas}} \tag{3.5}$$

$$FAR = \frac{n_{falso-alarme}}{n_{sucesso} + n_{falso-alarme}} \tag{3.6}$$

$$CSI = \frac{n_{sucesso}}{n_{sucesso} + n_{falhas} + n_{falso-alarme}} \tag{3.7}$$

Para cálculo dos índices da tabela de contingência são utilizadas as seguintes definições: (a) sucesso - quando ocorre uma correspondência entre o previsto e o observado; (b) falha - quando o evento foi observado mas não foi previsto; e (c) falso alarme - quando o evento não foi observado mas havia sido previsto. Desse modo, o POD é um índice que, dado o evento observado, mostra o percentual de acertos em estimar sua ocorrência; o FAR, dentre as vezes que o polígono foi previsto, mas não observado, mostra o percentual do falso alarme; e o CSI mostra o percentual de acerto das estimativas, descontando as vezes que a não ocorrência do evento foi corretamente prevista (WILKS, 1995). Os três índices são dados em valores de 0 a 1; para POD e CSI quanto maior (menor) o número, melhor (pior) a performance, e para FAR quanto mais próximo (mais distante) de zero, melhor (pior) a performance.

POD, FAR e CSI foram utilizados para avaliar a série de 4 anos de dados de BRU e PPR. A primeira análise é feita para todo o conjunto de amostras em toda a varredura volumétrica de cada radar. A segunda análise é realizada considerando o cálculo dos 3 índices para cada família de células (considerando as simples e comple-

xas) dentre o raio de cobertura de 50 a 150 km do radar. Os centróides das células que foram identificadas dentro do raio entre 0 e 50 km foram excluídos da análise, por conta do "cone do silêncio" do radar. Já os centróides das células que foram identificadas a partir do raio de 150 km foram excluídos por conta da abertura do feixe, tornando o volume iluminado grande demais para uma análise detalhada, o que poderia interferir no algoritmo de rastreio e previsão do TITAN (GOUDENHOOFDT et al., 2010; GOUDENHOOFDT; DELOBBE, 2013).

3.6 Estatística descritiva de tempestades sobre o IESP

Foi feita uma descrição estatística de todos casos de tempestade que ocorreram no IESP entre 2015 e 2018 nas áreas de cobertura de BRU e PPR, considerando o período que os radares estiveram em operação. Como as células são divididas em simples e complexas e, portanto, parte delas passou por fusões e divisões, a maneira mais adequada de se realizar essa análise estatística foi através de descrição das amostras por família de tempestades. Cada família de tempestade é o conjunto de células filhas e mães associadas ao mesmo número simples, i.e., associadas à mesma trilha de tempestade. Foram consideradas apenas as trilhas dentro do raio de cobertura de 50 a 150 km, a partir da origem de cada radar. Além disso, foram excluídas as famílias de tempestade que tiveram duração inferior a 4 varreduras, o equivalente a 21,5 min.

Foram gerados histogramas de frequência de famílias de tempestades com relação ao ano e mês de ocorrência, e horário da iniciação convectiva. Neste trabalho, iniciação convectiva foi considerada como o momento em que a célula é identificada pelo TITAN, i.e., atinge os limiares mínimos de volume e refletividade. Histogramas de densidade de refletividade média, máximo topo (km) e máximo volume (km^3) também foram construídos. Para avaliar a direção e velocidade média de deslocamento das famílias de tempestades foram construídos gráficos de rosa dos ventos com proporção de direção e velocidade média ($km.h^{-1}$) de deslocamento para toda a amostra e para cada estação do ano.

Além disso, foram gerados gráficos de espalhamento de topo médio (km) com relação ao volume médio (km^3) e máximo volume (km^3) com relação à duração dos sistemas, onde foram plotadas linhas de regressão linear, que é uma abordagem para modelar a relação entre duas variáveis, uma dependente e outra independente (WILKS, 1995).

Para avaliar a correlação entre essas variáveis foi-se aplicada o coeficiente de correlação de Pearson. Análise de correlação é utilizada para estimar até que ponto

duas variáveis estão relacionadas e o coeficiente de correlação de Pearson é utilizado para determinar esse grau de correlação (WILKS, 1995). O coeficiente é calculado dividindo-se a covariância das variáveis pelo produto de seus σ e possui valor entre -1 e +1. Para uma correlação linear positiva (negativa) perfeita o coeficiente é 1 (-1), e para nenhuma correlação é 0.

Foram também gerados *boxplots* de refletividade média (dBZ) e topo médio (km) em relação aos meses do ano, afim de avaliar a relação sazonal desses parâmetros.

3.7 Análise de tempestades que geraram danos

Nesta etapa do trabalho, foi feita uma avaliação de um grupo de casos de tempestades que geraram danos e foi reportado pela Defesa Civil e presente no BDDNI. Foram selecionados um conjunto de casos controle e um conjunto de casos teste.

3.7.1 Seleção e agrupamento dos casos no BDDNI

A partir dos dados do BDDNI, foram selecionados casos de ocorrência de tempestades associadas à chuva forte (CHF), vendaval (VDV) e granizo (GRZ) sobre a área de cobertura de BRU e PPR entre janeiro de 2015 e dezembro de 2018. Foram considerados apenas os casos com horário aproximado da ocorrência do fenômeno e que tenham algum tipo de dano relatado. Além disso, foram selecionados apenas aqueles com localização aproximada da ocorrência do evento, seja por disponibilização do endereço ou da coordenada geográfica. Só foram contabilizados os registros cuja localidade estivesse entre os raios de 50 e 150 km a partir da origem de cada radar. Essa escolha foi feita para descartar as trilhas de tempestade dentro do cone cego dos radares (50 km) e evitar erros de interpolação por conta da abertura do feixe (a partir de 150 km).

As tabelas do BDDNI levam em consideração data e horário aproximado da ocorrência, tipo do fenômeno, danos registrados pela Defesa Civil e o número do COBRADE, para alguns casos. Foram encontrados 53 casos que estivessem de acordo com os critérios estabelecidos acima, excluindo aqueles que ocorreram e os radares não estivessem operando e em situações onde houve várias células atuando no mesmo momento, o que dificultaria a discretização de uma única célula de interesse; sendo 29 dos casos na área de cobertura de BRU e 24 na área de cobertura de PPR.

Após os critérios para definição das matrizes 3-D e limiar mínimo de refletividade, o algoritmo de identificação e rastreio de tempestades do TITAN foi rodado para os dados de BRU e PPR para todo o período de estudo. Após a definição das células,

foram gerados mapas com as localidades e horários aproximados das ocorrências dos 53 casos selecionados do BDDNI. Cada um dos 53 casos foi avaliado subjetivamente, com a checagem do número simples e/ou complexo da célula associada aquele fenômeno no horário aproximado do evento relatado.

É necessário ressaltar que algumas alterações foram feitas com relação aos horários aproximados das ocorrências dos eventos, uma vez que o BDDNI disponibiliza apenas um horário aproximado e, muitas vezes, possui uma incoerência de informação do horário de verão ou se o horário está em formato UTC ou BRT (UTC-3).

Após checagem subjetiva de qual número de célula estava associado à determinado evento no horário horário aproximado do evento, foi considerada uma incerteza de 7,5 min (1 varredura) antes e 7,5 min (1 varredura) depois do horário escolhido como "verdadeiro". Na sequência, foram resgatadas as trilhas daquelas tempestades consideradas como "causadoras" do evento. Uma dificuldade surgiu neste momento, pois muitas células passaram por processos de fusão e divisão. Para tentar contornar esse problema, foi feita uma análise subjetiva minuciosa para determinação da trilha mais provável dentro daquele conjunto de trilhas de fusões e divisões. Em alguns casos, no entanto, a trilha continuava a mesma, mas seu número de rastreio se alterava. Isso ocorre geralmente, pois quando há mudança de um dia para o outro, considerando o horário universal (UTC), o TITAN "reseta" aquele número de trilha.

Após definição do histórico de cada célula, considerando os números simples e complexos das trilhas, foi realizado uma análise de agrupamento das células de acordo com as características de dimensões espaciais das mesmas. A justicativa para esse agrupamento foi que, dentro do conjunto dos 53 casos, havia células com dimensões absolutamente discrepantes, variando entre 100 e 5000 m^2 de área do polígono ou envelope. Goudenhoofdt e Delobbe (2013) e Mulholland et al. (2018) utilizaram critérios para definição de grupos de tempestades com diferentes caraterísticas. Goudenhoofdt e Delobbe (2013) utilizaram como critério a área do envelope ou polígono das células do TITAN, a vizinhança e a excentricidade das mesmas para definir as categorias de células ordinárias isoladas ou organizadas e sistemas lineares ou não lineares. Mulholland et al. (2018) utilizou idealizações esquemáticas de células através dos contornos de refletividade isolados ou organizados, contíguos ou não contíguos.

Nesse trabalho foi utilizada a análise de agrupamento do tipo *K-Means* para definição de um critério para grupos de tempestades. À grosso modo, a análise de agrupamento K-means parte de um número de grupos definidos primeiramente (k) a partir de uma amostra, onde então se calcula os pontos que representam os centros destes grupos

Wilks (1995). Após alguns testes, o número de grupos utilizado foi 4, considerando as características de área do polígono ou envelope (km^2) e maior raio do polígono ou envelope (km); considerando que num polígono ou elipse da célula há um raio maior e um raio menor. O resultado do agrupamento de cluster se encontra na Figura 3.11.

Figura 3.11 - Agrupamento de células em relação à área (km^2) e ao maior raio (km).

Os pontos na cor verde, roxo, amarelo e azul representam os casos agrupados no grupo 1, 2, 3 e 4, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Foram identificados quatro grupos: (a) grupo 1, com área menor que 1000 km^2 e raio menor que 30 km, provavelmente associado ao conjunto de células ordinárias e um conjunto de multicélulas; (b) grupo 2, com área maior que 1000 km^2 e menor que 3000 km^2, e raio maior que 20 km e menor que 50 km, provavelmente associado à multicélulas de diferentes dimensões; (c) grupo 3, com área maior que 3000 km^2 e menor que 5000 km^2, e raio maior que 40 km e menor que 70 km, provavelmente associado à aglomerados multicelulares e alguns sistemas convectivos; e (d) grupo 4, com área superior a 5000 km^2 e raio maior que 50 km. Essa classificação está demonstrada na Figura 3.12.

As células do grupo 2 receberam essa classificação de acordo com a análise agrupamento levando em consideração as características de área e maior raio no horário aproximado do evento. No entanto, quando se observa o comportamento temporal das células no histórico de trilha, há mudança para classificação referente aos grupos 1 e 3 a depender do momento de vida da célula. Isso é possivelmente associado à fusões e divisões. Embora fusões e divisões também sejam observadas nas células do grupo 1, apenas 1 célula do grupo passa por mudanças de grupos. Por conta disso, esse caso do grupo 1 e todos casos do grupo 2 foram excluídas da análise.

Figura 3.12 - Classificação das células em relação à área (km^2) e ao maior raio (km).

Fonte: Produção do autor.

Embora os centróides dos grupos 3 e 4 no momento da ocorrência dos eventos estivessem dentro da área de cobertura entre 50 a 150 km de cada radar, a área do polígono e, consequentemente, os cálculos dos parâmetros de refletividade estavam comprometidos. Desse modo, os casos dos grupos 3 e 4 também foram descartados, restando apenas a avaliação das tempestades do grupo 1, associadas possivelmente às características de células ordinárias e multicélulas. Portanto, foram utilizados para estudo individual o número de 25 casos, sendo 14 de BRU e 11 de PPR. Dos casos selecionados, 10 deles ocorreram no verão (40%), 9 durante o período da primavera (36%), 6 no outono (24%) e nenhum deles no inverno. Os casos selecionados para estudo estão presentes na Tabela 3.3 e os códigos com a descrição das ocorrências e danos estão na Tabela 3.4.

Tabela 3.3 - Eventos selecionados para estudo a partir do BDDNI.

Data	**Radar**	**Município**	**Fenômeno**	**C.O.B.R.A.D.E.**	**Danos**	**Hora (UTC)**
08/09/2015	BRU	Garça	GRZ,VDV,CHF	-	22(3),25(12),36	01h36
08/09/2015	BRU	Bocaina	VDV,CHF	-	25(2),33,36,37	17h21
10/05/2015	BRU	Tabatinga	GRZ,VDV,CHF	-	25,33,36,37,48	18h36
11/12/2015	BRU	Borborema	CHF	-	23(1)	19h29
15/12/2015	BRU	São Manuel	GRZ,VDV,CHF	-	21(3),25(30),33,35, 36(7),37	14h14
17/01/2018	BRU	Ibitinga	CHF	1.3.2.1.2	23(1),51	15h44
17/11/2017	BRU	Piracicaba	VDV,CHF	1.3.2.1.4,1.3.2.1.5, 1.2.3.0.0, 1.2.1.0.0	21(16),25(26),26,30, 36(4),37,40(4)	18h29
18/02/2016	BRU	Araraquara	VDV,CHF	-	25(30),28,30,33,37	17h44
20/03/2018	BRU	São Carlos	CHF	1.2.3.0.0,1.2.1.0.0, 1.3.2.1.4	26(2),28,30,33(110), 35(25)	16h14
21/05/2016	BRU	Ibitinga	VDV,CHF	-	25,30,32,33,34,37	00h14
23/03/2016	BRU	Avaré	CHF	-	28,3	19h44
24/01/2018	BRU	Araraquara	VDV,CHF	1.3.2.1.4, 1.3.2.1.5	21,25,32,33(10),34,35, 36,37	18h14
25/09/2015	BRU	Canitar	VDV,CHF	-	22(10),23(2),25,33, 36(50),37	18h51

(Continua)

Tabela 3.3 - Conclusão

Data	**Radar**	**Município**	**Fenômeno**	**COBRADE**	**Danos**	**Hora (UTC)**
27/01/2016	BRU	Araraquara	CHF	-	25(4),37	16h00
01/01/2016	PPR	Guararapes	CHF	1.3.2.1.4, 1.2.3.0.0	30,33	17h21
02/10/2015	PPR	Osvaldo Cruz	VDV,CHF	-	20,21,25,33,36(60),37	22h44
09/10/2015	PPR	Presidente Venceslau	CHF	-	30,33(11)	22h06
10/09/2015	PPR	Panorama	VDV,CHF	-	22(1),25,33,35,36,37,40	20h21
17/01/2017	PPR	Tupã	CHF	-	22(1),23(2)	05h44
18/01/2018	PPR	Dracena	GRZ,VDV,CHF	1.3.2.1.4,1.2.3.0.0, 1.3.2.1.2	25,30,33,35,48,51	16h06
20/10/2016	PPR	Maracaí	VDV,CHF	-	25(6),35,36,37,40	15h59
21/05/2017	PPR	Pauliceia	CHF	1.3.2.14, 1.2.3.0.0	30,33	04h44
21/05/2017	PPR	Tupi Paulista	CHF	1.3.2.1.4, 1.2.1.0.0	28,30,33(12)	08h21
25/01/2017	PPR	Lucélia	VDV,CHF	-	25,28,30,33(5),34,38,46	05h51
27/09/2015	PPR	Paulicéia	VDV,CHF	-	25,33,35,36,37,52(2)	22h44

Fonte: Produzido pelo autor.

3.7.2 Avaliação individual dos casos

Para avaliação do conjunto de 25 casos de tempestades que causaram danos sobre o IESP, foram calculados parâmetros derivados da refletividade a partir das matrizes 3-D de BRU e PPR. Foram avaliados os parâmetros de ALTMAXZ (km), VIL_{max} (kg.m^{-2}), ECHOTOP (km), considerando o limiar de 18 dBZ, volume (km^3), MAXZ (dBZ), velocidade de deslocamento da célula (km.h^{-1}), DVIL (g.m^{-3}), VIHM (km.m^{-2}), HMA (10^6 kg), FOKR e POH. Além disso, foram avaliados as derivadas temporais entre uma varredura e outra: $\frac{dVIL}{dt}$, $\frac{dECHOTOP}{dt}$, $\frac{dvolume}{dt}$, $\frac{ddBZ}{dt}$, $\frac{dDVIL}{dt}$, $\frac{dHMA}{dt}$ e $\frac{dVIHM}{dt}$.

Foram gerados gráficos dos parâmetros das trilhas das células considerando até 45 minutos antes e 45 minutos depois do horário aproximado do evento. No entanto, em alguns casos as trilhas possuem tempo de vida menor do que 45 min antes ou depois da ocorrência do evento. Além disso, considerando os centróides das células das trilhas que fugissem do raio de cobertura de 50 a 150 km da origem do radar, esses horários seriam excluídos da análise. Os gráficos dos 25 casos são apresentados no capítulo seguinte.

3.7.3 Definição e teste do índice de severidade

Após minuciosa análise dos gráficos das variações temporais dos parâmetros de refletividade dos casos presentes no BDDNI, foi testada a construção de um índice de severidade para monitoramento e previsão de tempestades. Esse índice, a princípio, procuraria englobar todos os casos de tempestade que causaram danos de CHF, VDV e GRZ, semelhante ao proposto por Queiroz (2008) e diferente das discussões encaminhadas por Gomes et al. (2014), que realizou discussões preliminares para construção de um índice para tempestades causadoras de granizo grande (> 2 cm).

Para tal desafio, dentre os 25 casos à disposição para análise, 18 deles foram selecionados como casos controle para definição do índice de severidade, sendo considerado o comportamento temporal dos parâmetros de refletividade antes e durante o horário aproximado do evento. Após confecção do índice, 5 casos foram utilizados como teste para avaliação da consistência dos resultados. Os 2 casos restantes foram utilizados como estudos de caso.

A ideia de construção de um índice de severidade procurou abordar a parte dinâmica dos parâmetros de refletividade (derivadas temporais) e a magnitude dos mesmos, de maneira que todos os casos pudessem ser representados, mesmo com as diferenças

de dimensões das células envolvidas.

Tabela 3.4 - Códigos e descrição das ocorrências dos casos do BDDNI.

Código	**Descrição das ocorrências**
-1	Sem informação
20	Desabrigado(s)
21	Desalojado(s)
22	Ferido(s)
23	Vítima(s) fatal(is)
24	Queda de Barreira
25	Queda de Árvores
26	Transbordamento de Rios e Córregos
27	Danos em Pontes
28	Inundações Graduais
29	Enchentes
30	Alagamentos
31	Deslizamento de terra
32	Queda de Muro
33	Desabamentos/Rachadura/Danos em Imóveis
34	Congestionamento/Interdição de Via Pública
35	Danos em Veículos
36	Destelhamentos
37	Corte no fornecimento de energia e água
38	Destruição de Plantação e Estrada Rural
39	Erosão/Buraco
40	Queda de Poste
41	Desbarrancamento da Margem do Rio
42	Acidente com Aeronave/Aeroporto Fechado
43	Escorregamento de Encosta
44	Acidente com carro
45	Pessoa arrastada pela enxurrada
46	Danificação em Pavimentação
47	Rompimento de Barragem
48	Rompimento da Rede de Água e Esgoto
49	Acidente com Trem
50	Afogamento dentro da residência
51	Danos causados por raio
52	Queda de Torre
53	Queda de Outdoor
54	Inundações Litorâneas
55	Animais mortos por raio
56	Enxurradas
57	Inundações Bruscas
58	Acidente com Embarcação
59	Assoreamento de rio

Fonte: Produção do autor.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos e as respectivas discussões. A primeira seção trata dos resultados durante e após aplicação da metodologia de calibração dos dados de radar. A segunda seção trata dos resultados obtidos durante o teste de sensibilidade do TITAN. A terceira seção trata da estatística descritiva das tempestades sobre o estado de São Paulo para um período de 4 anos. A quarta seção trata das análises dos casos selecionados a partir do BDDNI e a construção de um índice de severidade. A quinta seção são apresentados dois estudos de casos de tempestades associadas à desastres naturais que foram selecionados.

4.1 Calibração dos dados de radar

Os resultados expostos nessa seção avaliaram a qualidade dos dados produzidos pelos radares BRU e PPR estabelecendo o radar dPR do satélite GPM como referência.

4.1.1 Histogramas de distribuição de refletividade

Após aplicação de metodologia de comparação dos dados de radar, foram identificados 24 casos de amostragem coincidente de precipitação estratiforme entre o dPR e BRU. No histograma de distribuição de refletividade de dPR e BRU e no histograma da distribuição das diferenças de refletividade dPR-BRU (parte superior da Figura 4.1) é possível observar que o conjunto das amostras possui uma distribuição normal. O β e o σ da distribuição de dPR-BRU são de 13 dBZ e 4,6 dBZ, respectivamente. Também estão presentes junto aos histogramas as curvas da função de distribuição de probabilidade (PDF) para o conjunto de amostras.

A metodologia de comparação dos dados de radar também foi aplicada a PPR e foram identificados 26 casos de amostragem coincidente de precipitação estratiforme entre dPR e PPR. No histograma de distribuição de refletividade de dPR e PPR e no histograma de distribuição das diferenças de refletividade dPR-PPR (parte inferior da Figura 4.1) é possível observar que o conjunto das amostras também possui uma distribuição normal. O β e o σ da distribuição de dPR-PPR é de 11 dBZ e 4,5 dBZ, respectivamente. Também estão presentes junto aos histogramas as curvas de PDF para o conjunto de amostras. O fato de o conjunto das amostras de BRU, PPR, dPR-BRU e dPR-PPR possuir uma distribuição normal vai de encontro aos resultados obtidos por Anagnostou et al. (2000), Anagnostou et al. (2001) e Costa (2007).

No entanto, estamos trabalhando com uma série temporal de 4 anos de dados de

radar e a partir da construção de um gráfico de série temporal para a média da diferença de refletividade (β) de dPR-GR para cada amostra (Figura 4.2 e Figura 4.3), é possível observar que β possui uma flutuação temporal. Como discutido nos capítulos anteriores, essa variação temporal pode estar associada à mudanças na potência da válvula transmissora e/ou desgaste no material do radome, assim como impacto de manutenções preventivas ou corretivas. Desse modo, a metodologia de pontos de mudança foi aplicada às amostras de dPR-BRU e dPR-PPR para o período de estudo.

Figura 4.1 - Histogramas de distribuição de refletividade de dPR e GR (esquerda) e histograma de distribuição de diferença de refletividade dPR-GR (direita); considerando o GR BRU (superior) e PPR (inferior).

Linhas da cor cinza representam o histograma de distribuição de refletividade de GR; linhas da cor vermelha representam o histograma de distribuição de refletividade do dPR; linhas da cor azul representam o histograma da diferença de distribuição de refletividade dPR-GR. As linhas tracejadas demonstram a curva da função de distribuição de probabilidade (PDF) para cada conjunto de amostras.

Fonte: Produção do autor.

4.1.2 Pontos de mudança

Após aplicação do algoritmo para o conjunto de amostras de média das diferenças dPR-BRU, foram encontrados 4 pontos de mudança na série temporal. Isso significa que a média na série temporal passou por mudanças em 4 pontos e, portanto, dividindo a série em 5 períodos, como é possível ver na Figura 4.2.

Figura 4.2 - Série temporal da média das diferenças de refletividade dPR-BRU para 24 amostras de casos coincidentes com os respectivos pontos de mudança.

Os quadrados na cor preta mostram os valores de β de dPR-BRU para cada caso; as retas verticais mostram o σ dentro do intervalo de 95% de confiança; as retas contínuas de cor vermelha mostram a média de dPR-BRU e as retas tracejadas de cor vermelha mostram o intervalo superior e inferior do desvio padrão para aquele período.

Fonte: Produção do autor.

Ao considerar a flutuação temporal de β de dPR-BRU, é possível notar que num primeiro momento (entre 13/03/2015 até 29/12/2015), a média da diferença dPR-BRU era de 13,9 dB, enquanto que no momento seguinte (entre 29/01/2015 e 06/02/2016) caiu para 11,6 dB. Na sequência, houve um período (entre 30/05/2016 e 05/06/2017) em que β aumentou consideravelmente até 15 dB. Segundo comunicação pessoal com o Laboratório de Eletrônica do IPMet, durante o mês de junho de 2017 o radome passou por manutenção na pintura e em outubro do mesmo ano foi realizada a troca do modulador do radar. No período seguinte (associado a uma única data

(16/11/2017), o β foi da ordem de 8 dB; uma queda considerável. No último período (entre 27/11/2017 e 14/12/2018), esse valor sobe para 11 dB. Esses valores e os períodos também estão expostos Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Média da diferença de refletividade de dPR-BRU para cada período.

Período	β **(dB)**
13/03/2015 a 29/12/2015	13,9
29/01/2015 a 06/02/2016	11,6
30/05/2016 a 05/06/2017	15,0
16/11/2017	8,0
27/11/2017 a 14/12/2018	11,0

Fonte: Produção do autor.

Após aplicação do algoritmo para o conjunto de amostras de média das diferenças dPR-PPR, foram encontrados 2 pontos de mudança na série temporal. Isso significa que a média na seŕie temporal passou por mudanças em 2 pontos e, portanto, dividindo a série em 3 períodos, como é possível ver na Figura 4.3.

Ao considerar a flutuação temporal de β de dPR-PPR, é possível notar que num primeiro momento (entre 26/01/2015 até 29/12/2015), a média da diferença dPR-BRU era de 12,6 dB, enquanto que no momento seguinte (11/02/2016 a 09/01/2018) caiu para 11.3 dB. Na sequência (16/03/2018 a 18/11/2018) esse valor cai novamente para 9,2 dB. Diferente de BRU, o β de dPR-PPR possui uma tendência de queda, isto é, a subestimativa de refletividade com relação do dPR é menor em PPR do que em relação a BRU. Esses valores e os períodos também estão expostos Tabela 4.2.

É possível notar também que o β de dPR-BRU possui uma flutuação temporal maior que o de dPR-PPR. Muito possivelmente isso se deve ao fato da aplicação de manutenções corretivas e preventivas. À medida que correções mecânicas são feitas, seja na válvula transmissora ou na pintura do radome, espera-se que o valor de β diminuia. Mas é natural que, como acontece no caso de dPR-BRU, o β volte a crescer lentamente com o tempo, seja por desgaste no radome ou na potência da válvula magnetron.

Figura 4.3 - Série temporal da média das diferenças de refletividade dPR-PPR para 26 amostras de casos coincidentes com os respectivos pontos de mudança.

Os quadrados na cor preta mostram os valores de β de dPR-PPR para cada caso; as retas verticais mostram o σ dentro do intervalo de 95% de confiança; as retas contínuas de cor vermelha mostram a média de dPR-BRU e as retas tracejadas de cor vermelha mostram o intervalo superior e inferior do desvio padrão para aquele período.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.2 - Média da diferença de refletividade de dPR-PPR para cada período.

Período	β **(dB)**
26/01/2015 a 29/12/2015	12,6
11/02/2016 a 09/01/2018	11,3
16/03/2018 a 18/11/2018	9,2

Fonte: Produção do autor.

4.1.3 Aplicação das correções

Foi aplicado um *offset* de +13,9 dBZ, +11,6 dBZ, +15 dBZ, +8 dBZ e +11 dBZ nas matrizes 3-D de BRU e de +11,6 dBZ, 11,3 dBZ e 9,2 dBZ nas matrizes 3-D de PPR para os períodos mencionados na seção anterior e também descritos na Tabela 4.1 e Tabela 4.2, respectivamente. Na sequência, foi aplicada a mesma metodologia de calibração utilizada anteriormente só que desta vez para os dados corrigidos com o *offset*.

A Figura 4.4 mostra gráficos de densidade de espalhamento de refletividade do GR em comparação com dPR, para BRU e PPR, considerando os dados sem aplicação do *offset* (dados sem correção) e com aplicação do offset (dados corrigidos). Como esperado, após a aplicação da correção, as medidas de refletividade dos GR estão mais consistentes com a observação do dPR, uma vez que as observações de ambos se tornam mais próximas. O espalhamento possui esse padrão, pois a mínima refletividade observável do dPR é em torno de 13 dBZ.

Figura 4.4 - Gráficos de densidade de espalhamento de comparação de refletividade dos GR com o dPR para dados não corrigidos (superior) e corrigidos (inferior).

Comparação de BRU x dPR (esquerda) e PPR x dPR (direita); a barra de cores mostra a densidade do espalhamento das observações; as linhas vermelhas indicam valores iguais de refletividade medida em ambos os radares.

Fonte: Produção do autor.

Outra maneira de checar se os valores de refletividade dos GR ficaram mais con-

sistentes com a observação do dPR é através da Figura 4.5, que expõe gráficos de densidade de espalhamento de diferença de dPR-GR, para BRU e PPR, em comparação com o dPR, mais uma vez considerando os dados sem aplicação do *offset* (dados não corrigidos) e com aplicação do offset (dados corrigidos). Como mostrado anteriormente, após a aplicação da correção, as medidas de refletividade dos GR estão mais consistentes com a observação do dPR do GPM, à medida que a diferença entre as observações após aplicação da correção se aproxima de zero, mesmo considerando a variância.

Figura 4.5 - Gráficos de densidade de espalhamento de comparação de refletividade da diferença dPR-GR (BRU e PPR) com o dPR para dados antes e após as correções.

Comparação de dPR-BRU x dPR (esquerda) e dPR-PPR x dPR (direita); dados de GR não corrigidos (superior) e dados de GR corrigidos (inferior). A barra de cores mostra a densidade do espalhamento das observações. As linhas vermelhas indicam valores iguais de refletividade medida em ambos os radares.

Fonte: Produção do autor.

Para testar objetivamente a qualidade das correções aplicadas, foram selecionados três casos de amostragem coincidente BRU x dPR e três casos de amostragem coincidente PPR x dPR, sendo avaliado o β das amostras antes e depois de aplicação das correções. A Figura 4.6(a) mostra que o β para dPR-BRU antes da correção ficava acima de 10 dBZ e após a correção ficou próximo de zero, considerando o desvio padrão de 1,5 dBZ e o intervalo de confiança de 95%. Do mesmo modo, a Figura 4.6(b) mostra que o β para dPR-PPR antes da correção ficava numa variação de 9 a 13 dBZ e após a correção esse valor ficou próximo de zero, considerando o desvio padrão de 1,5 dBZ e o intervalo de confiança de 95%.

Figura 4.6 - Três casos de teste de β do dPR-GR para (a) BRU e (b) PPR.

Os quadrados na cor preta (cinza) mostram os valores β de dPR-GR não corrigidos (corrigidos) para cada caso; as retas verticais mostram o σ dentro do intervalo de 95% de confiança; as retas contínuas de cor vermelha representam o valor de zero; as retas tracejadas de cor cinza mostram o intervalo superior e inferior de 1,5 dB.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.7 é mostrado um exemplo de amostragem coincidente de refletividade do CAPPI 3 km do dPR, de BRU sem correção, de BRU após a aplicação da correção e das respectivas diferenças dPR-BRU, considerando o raio de cobertura de até 60 km, para o caso selecionado ocorrido no dia 03 de março de 2017, às 23h44 UTC. É possível notar que antes da aplicação da correção, o β para o CAPPI 3km ficava em torno de 15 dB e após a aplicação da correção se aproxima de 1 dB.

Neste exemplo foi utilizado o CAPPI 3 km para comparação de refletividade após as devidas correções, no entanto, na metodologia utilizada para se chegar até os valores de calibração foram utilizados os CAPPIs 7 a 10 km, como sugerido por Anagnostou et al. (2001).

Figura 4.7 - Amostragem de refletividade do CAPPI 3 km do dPR (esquerda), de BRU sem correção (central superior) e de BRU após a correção (central inferior); amostragem da diferença dPR-BRU sem correção (direita superior) e dPR-BRU após correção (direita inferior).

As linhas retas mostram o limite de amostragem do dPR; o círculo maior mostra o raio de cobertura de 240 km; o círculo menor mostra o raio de cobertura de 60 km. Caso ocorrido em 03 de março de 2017, às 23h44 UTC.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.8 são mostrados dois casos de comparação de amostragem de refletividade no CAPPI 3 km para o dPR, BRU sem correção e BRU após a correção. O primeiro caso, para BRU, é o de 03 de março de 2017, às 23h44 UTC (mesmo mostrado na Figura 4.7), e o segundo caso, para PPR, é o de 31 de dezembro de 2016, às 04h51 UTC. Ao observar ambos os casos, são nítidas as melhorias na consistência

de medida de refletividade dos GR com relação do dPR do GPM.

Figura 4.8 - Amostragem de refletividade do CAPPI 3 km do dPR (esquerda), de GR sem correção (central) e de GR após a correção (direita); sendo GR: BRU (superior) e PPR (inferior).

As linhas retas mostram o limite de amostragem do dPR; o círculo maior mostra o raio de cobertura de 240 km; o círculo menor mostra o raio de cobertura de 150 km. Casos ocorridos em 03 de março de 2017, às 23h44 UTC (superior) e em 31 de dezembro de 2016, às 04h51 UTC (inferior).

Fonte: Produção do autor.

Mesmo assim, é necessário reforçar que a metodologia empregada aqui utiliza de interpolações e considerações de geometria do feixe que podem inferir erros e incertezas e que não se pode aplicá-la a quaisquer radares sem que uma análise minuciosa dos dados seja feita. A correção utilizada aqui foi testada para apenas esse conjunto de casos e, além disso, há outros métodos de calibração artifical de dados de refletividade que podem ser utilizados. No entanto, a melhor maneira de se conferir a qualidade dos dados de refletividade medido pelo radar é através de calibração eletrônica e comparação com algum referencial.

Os valores de β encontrados e expostos na Tabela 4.1 e na Tabela 4.2 foram utilizados como *offset* nas matrizes 3-D de refletividade dos dados de BRU e PPR, respectivamente, nas seções seguintes. Como há um buraco de alguns dias entre um período e outro, foi-se utilizado uma média entre dois períodos na aplicação de correção dos dados de refletividade.

4.2 Testes de Sensibilidade do TITAN

Os resultados expostos nessa seção avaliam a sensibilidade do TITAN com relação à resolução da matriz cartesiana 3-D, limiar mínimo de refletividade utilizado para identificar as células e o desempenho do algoritmo de rastreio e previsão.

4.2.1 Resolução da matriz 3-D

Foram selecionados 6 dias de evento com chuva sobre cada um dos radares. Para BRU, a Figura 4.9 mostra o número normalizado à resolução de 1km, de células simples (esquerda) e complexas (direita) com relação às resoluções espaciais testadas de 0,5km, 0,75km, 1km, 1,5km e 2km. É possível observar que conforme diminui-se a resolução (aumenta o tamanho do pixel), o número de células simples e complexas aumenta. Do mesmo modo, conforme aumenta-se a resolução (diminui o tamanho do pixel), o número de células simples e complexas diminui.

Figura 4.9 - Número de células simples (esquerda) e complexas (direita) em função da resolução da grade da matriz cartesiana (normalizado a 1 km) para BRU.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.10 mostra o equivalente à Figura 4.9 mas para os eventos de PPR.

É possível observar que conforme diminui-se a resolução (aumenta o tamanho do pixel), o número de células simples e complexas aumenta. Do mesmo modo, conforme aumenta-se a resolução (diminui o tamanho do pixel), o número de células simples e complexas diminui.

Figura 4.10 - Número de células simples (esquerda) e complexas (direita) em função da resolução da grade da matriz cartesiana (normalizado a 1 km) para PPR.

Fonte: Produção do autor.

Grosso modo, quanto maior a resolução empregada, menor o número de células, e quanto menor a resolução, maior o número de células. No entanto, quanto maior a resolução, maior o custo computacional. Além disso, BRU e PPR possuem 2º de abertura de feixe e, portanto, utilizar alta resolução, como 0,5 km, não seria adequado, pois o feixe possui uma abertura bem maior que 0,5 km. Por conta dessas considerações, foi escolhida a resolução de 1km x 1km x 1km para geração das matrizes 3-D. Embora pareça contraintuitivo, esses resultados estão coerentes com os obtidos por Goudenhoofdt et al. (2010).

4.2.2 Limiar de refletividade

Na Figura 4.11 é possível ver o *tracking* de duas células selecionadas, uma em 19 de dezembro de 2015 (esquerda) e outra (direita) em 29 de dezembro de 2018, na área de cobertura de BRU, considerando 50 e 150 km de distância da origem do radar. É possível ver o avanço do rastreio de cada caso no tempo com relação ao volume da célula, para cada limiar mínimo de refletividade empregado, de 30 dBZ, 33 dBZ, 36 dBZ, 39 dBZ, 40 dBZ, 42 dBZ e 45 dBZ. Para limiares de refletividade menores, o tempo de vida e o volume da tempestade é maior, e para limiares de refletividade

maiores, o tempo de vida e o volume da tempestade é menor.

Figura 4.11 - Exemplos da evolução do volume de duas tempestades para diferentes limiares de refletividade para BRU.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.12 mostra o equivalente a Figura 4.11 para PPR, considerando o *tracking* de duas células selecionadas, as duas selecionadas em 29 de dezembro de 2018, na área de cobertura de PPR, considerando 50 e 150 km de distância da origem do radar. Para limiares de refletividade menores, o tempo de vida e o volume da tempestade é maior, e para limiares de refletividade maiores, o tempo de vida e o volume da tempestade é menor.

Considerando esses resultados e o que foi discutido no segundo capítulo, para limiares menores, o tempo de vida é maior, mas mascara-se os picos e extremos, e para limiares maiores, o tempo de vida é menor, mas não se perde os picos e extremos. Portanto, o limiar de 40 dBZ foi selecionado por ficar no nível intermediário entre não perder o tempo de vida da célula e o *tracking* e não perder os picos e valores extremos dos parâmetros de refletividade.

4.2.3 Teste do algoritmo de previsão

Considerando a primeira análise para todo o conjunto de amostras em toda a varredura volumétrica de cada radar, temos os resultados na Tabela 4.3 e na Tabela 4.4.

Para os dados de BRU, como esperado, a POD é bem maior para uma previsão de 7,5 min (0,76), diminuindo com o tempo, uma vez que a habilidade de previsão por

Figura 4.12 - Exemplos da evolução do volume de duas tempestades para diferentes limiares de refletividade para PPR.

O (1) e o (2) são referentes a duas tempestades diferentes ocorridas no mesmo dia.

Fonte: Produção do autor.

extrapolação decresce quando se avança temporalmente, tendo seu pior valor em 30 min de previsão (0,55). Em paralelo, FAR aumenta com o tempo de previsão, indo de 0,37 em 7,5 min para 0,72 considerando a previsão para 30 min. CSI, acompanha a queda de POD, sendo uma taxa de 0,52 em 7,5 min e 0,22 em 30 min de previsão.

Tabela 4.3 - Avaliação do rastreio e da previsão para 4 anos de dados de BRU.

Tempo de Previsão	**POD**	**FAR**	**CSI**
7,5 min	0,76	0,37	0,52
15 min	0,68	0,53	0,38
21,5 min	0,61	0,64	0,29
30 min	0,55	0,72	0,22

Fonte: Produção do autor.

Para os dados de PPR, assim como nos dados de BRU, a POD é bem maior para uma previsão de 7,5 min (0,75), diminuindo com o tempo, uma vez que a habilidade de previsão por extrapolação decresce quando se avança temporalmente, tendo seu pior valor em 30 min de previsão (0,54). Em paralelo, FAR aumenta com o tempo de previsão, indo de 0,40 em 7,5 min para 0,76 considerando a previsão para 30 min. CSI, acompanha a queda de POD, sendo uma taxa de 0,50 em 7,5 min e 0,20 em 30 min de previsão. Os resultados encontrados aqui estão coerentes com os discutidos

em Dixon e Wiener (1993), Han et al. (2008) e Gomes et al. (2015) para outros radares meteorológicos.

Tabela 4.4 - Avaliação do rastreio e da previsão para 4 anos de dados de PPR.

Tempo de Previsão	**POD**	**FAR**	**CSI**
7,5 min	0,75	0,40	0,50
15 min	0,66	0,57	0,36
21,5 min	0,60	0,67	0,27
30 min	0,54	0,76	0,20

Fonte: Produção do autor.

Os resultados à seguir são referentes à segunda análise realizada, considerando o cálculo dos 3 índices para cada família de células (simples e complexas) dentro do raio de cobertura de 50 a 150 km do radar. Na Figura 4.13 e Figura 4.14 estão demonstrados os gráficos de espalhamento dos índices POD, FAR e CSI com relação ao número de varreduras do radares para todas as amostras em 4 anos de observações de BRU para previsão de 7,5 min, 15 min, 21,5 min e 30 min.

Figura 4.13 - Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 7,5 min (superior) e 15 min (inferior) com dados de BRU.

Fonte: Produção do autor.

O número de varreduras é proporcional ao tempo de vida de uma tempestade e da família de tempestades. Nos gráficos apresentados foram considerados as células com pelo menos 4 varreduras, i. e., 21,5 min de tempo de vida, no mínimo.

Figura 4.14 - Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 21,5 min (superior) e 30 min (inferior) com dados de BRU.

Fonte: Produção do autor.

Analisando os gráficos de espalhamento para as amostras de BRU, os resultados são consistentes com os encontrados na primeira análise desta subseção. Conforme se aumenta o tempo de previsão se diminui o POD e CSI, enquanto FAR aumenta. No entanto, considerando a previsão para 7,5 min, POD aumenta consideravalmente, ficando entre 0,70 e 0,85, para famílias de células cujo número de varreduras ficou entre 30 e 50; famílias com tempo total de vida elevado, se levarmos em consideração que são feitas 8 varreduras a cada hora. Essas mesmas famílias de células, que persistiram por 30 a 50 varreduras, obtiveram um FAR entre 0,20 e 0,40 e um CSI elevado, acima de 0,50.

Na Figuras 4.15 e Figuras 4.16 estão demonstrados os gráficos de espalhamento dos índices POD, FAR e CSI com relação ao número de varreduras do radares para todas as amostras em 4 anos de observações de PPR para previsão de 7,5 min, 15 min, 21,5 min e 30 min.

Figura 4.15 - Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 7,5 min (superior) e 15 min (inferior) com dados de PPR.

Fonte: Produção do autor.

Analisando os gráficos de espalhamento para as amostras de PPR, os resultados também são consistentes com os encontrados na primeira análise desta subseção. Conforme se aumenta o tempo de previsão se diminui o POD e CSI, enquanto FAR aumenta. No entanto, considerando a previsão para 7,5 min, POD aumenta consideravalmente, ficando entre 0,70 e 0,85, para famílias de células cujo número de varreduras ficou entre 30 e 50; famílias com tempo total de vida elevado, se levarmos em consideração que são feitas 8 varreduras a cada hora. Essas mesmas famílias de céluas, que persistiram por 30 a 50 varreduras, obtiveram um FAR entre 0,20 e 0,35 e um CSI elevado, acima de 0,55.

4.3 Estatística descritiva

À seguir são apresentados os resultados referentes à estatística descritiva das famílias de tempestades dos dados de BRU e PPR para o período de 2015 a 2018.

4.3.1 Estatística descritiva dos dados de BRU

Na Figura 4.17 são mostrados histogramas de frequência de família de tempestades com relação ao ano e mês de ocorrência e com relação à hora que ocorreu a iniciação convectiva, i.e, a hora inicial em que a primeira célula da família de tempestade

aparece na trilha, com relação aos dados de BRU. Em todo o período de 4 anos, foram observadas 50172 famílias de trilhas de tempestades, sendo que 28,4% correspondem ao ano de 2015, 24,8% a 2016, 24,5% a 2017 e 22,3% ao ano de 2018. Com relação às estações do ano, 49% das famílias de tempestades ocorreram durante o verão, 22,4% durante a primavera, 22,3% durante o outono e 6,2% durante o inverno. Já com relação ao horário da iniciação convectiva, 13,4% das famílias de tempestades se originaram durante o período da madrugada, 12,7% durante o período da manhã, 44,4% durante o período da tarde e 29,2% no período da noite.

Figura 4.16 - Gráfico de espalhamento de POD (esquerda), FAR (centro) e CSI (direita) para previsão de 21,5 min (superior) e 30 min (inferior) com dados de PPR.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.18 são mostrados os histogramas de densidade de refletividade média, máximo topo, máximo volume e tempo de duração das famílias de tempestades para os dados de BRU. A média das amostras com relação ao parâmetro de refletividade média foi de 43,9 dBZ. Com relação à média das amostras para a máxima refletividade esse valor foi de 52,7 dBZ. Os percentis de 25%, 75% e 95% (utilizado como métrica para discretização de valores extremos máximos) foram de 49, 56 e 61,5 dBZ, respectivamente. Apenas 1,1% dos casos obtiveram valores de máxima refletividade acima de 65 dBZ. O topo médio (máximo) de toda a amostra foi de 6,1 (7,3) km, enquanto que a mediana foi de 6 (6,5) km. O percentil de 25% e o percentil de

75% foram de 5,3 (5,5) e 6,8 (8,5) km, respectivamente. Considerando o percentil de 95%, o valor foi de 8,3 (10,5) km. Apenas 0,6% (8,4%) das famílias de tempestade exibiram um topo médio maior que 10 km.

Figura 4.17 - Histograma de frequência de famílias de tempestades por ano (superior esquerdo), mês (superior direito) e horário da iniciação convectiva (inferior) para BRU.

Fonte: Produção do autor.

O volume médio (máximo) de toda a amostra foi de 102 (226) km^3, enquanto que a mediana foi de 71 (129) km^3. O percentil de 25% e o percentil de 75% foram de 44,5 (75) e 121,8 (243) km^3, respectivamente. Para o percentil de 95%, o valor foi de 283 (728) km^3. A tempo média de duração com relação à toda amostra de famílias de tempestades foi de 53 min , enquanto que a mediana foi 44 min. O percentil de 75% e 95% foram de 1 hora e 1,8 hora, respectivamente.

Na Figura 4.19 são mostrados gráficos de espalhamento de topo médio com relação ao volume médio, e de máximo volume com relação à duração dos sistemas para os

dados de BRU.

Figura 4.18 - Histograma de densidade de refletividade média (superior esquerdo), máximo topo (superior direito), máximo volume (inferior esquerdo) e duração (inferior direito) das famílias de tempestades para BRU.

Fonte: Produção do autor.

Observando o gráfico de espalhamento é perceptível que há uma relação entre topo e volume, considerando valores médios. Embora a linha de regressão linear sugira que quando topos médios altos estão associados à volumes médios maiores, a correlação entre topo médio e volume médio foi de 0,58. Ao mesmo tempo, observando o gráfico de espalhamento entre máximo volume e tempo de duração das células, a regressão linear sugere uma relação entre volumes maiores e tempos maiores de vida das famílias de tempestades, no entanto, a correlação neste caso foi de 0,59. Além disso, são mostrados *boxplots* de refletividade média e topo médio com relação ao mês do ano, para demonstrar a sazonalidade da variação desses parâmetros. O comportamento sazonal da refletividade média das famílias de tempestades fica nítido, uma vez que

há um pico superior no valor médio da refletividade média (máxima) no verão, de 44,1 (53,3) dBZ, e um pico inferior no inverno, de 42,5 (49,3) dBZ. Algo semelhante ocorre com o valor médio do topo médio (máximo) das famílias de tempestades no verão, de 6,3 (7,5) km, e no inverno, de 5,1 (5,9) km.

Figura 4.19 - Gráficos de espalhamento de topo médio (km) x volume (km^3) (superior esquerdo) e máximo volume (km^3) x duração (hora) (superior direito) e boxplots de refletividade média (dBZ) (inferior esquerdo) e topo médio (km) (inferior direito) com relação ao mês das famílias de tempestades para BRU.

Linha em vermelho é a regressão linear e 'coef' é o valor do coeficiente de Pearson.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.20 são mostrados gráficos de rosa dos ventos com direção e velocidade média de deslocamento das famílias de tempestades com relação às estações do ano e para todo o período, considerando os dados BRU. Considerando todo o período de análise, as famílias de tempestade possuíram direção de deslocamento predominante para ESE (17,5%), SE (15%)e E (12,5%). No inverno, no entanto, a proporção de células que se deslocam para direção SSE é bem superior a observada nas outras

estações, chegando a 37,5%. Além disso, quase a totalidade dos casos obtiveram direção predominante de deslocamento entre os quadrantes ENE e SSE (maior que 95%). Na transição das estações a partir do inverno, a proporção de famílias que se deslocam na direção SE diminui gradativamente para 21,5% (ESE) na primavera e para 9% (SE) no verão e com crescimento para 17,5% (ESE) novamente durante o outono.

4.3.2 Estatística descritiva dos dados de PPR

Na Figura 4.21 são mostrados histogramas de frequência de família de tempestades com relação ao ano e mês de ocorrência e com relação ao horário de ocorrência da iniciação convectiva, com relação aos dados de PPR. No período de 4 anos, foram observadas 45330 famílias de trilhas de tempestades, sendo que 30,7% correspondem ao ano de 2015, 24,7% a 2016, 26,9% a 2017 e 17,7% ao ano de 2018. Com relação às estações do ano, 45,9% das famílias de tempestades ocorreram durante o verão, 23,8% ocorreram durante o outono, 21,2% ocorreram durante a primavera e 9,1% durante o inverno. Já com relação ao horário da iniciação convectiva, 15,2% das famílias de tempestades se originaram durante o período da madrugada, 13,9% durante o período da manhã, 42,9% durante o período da tarde e 28% no período da noite.

É possível observar que para BRU e PPR há um ligeiro aumento na frequência de tempestades entre abril e maio. Uma hipótese para esse aumento pode ser a entrada do jato de baixos níveis (JBN) entre o Sul e o Sudeste durante a estação do outono, um dos ingredientes para ocorrência de tempestades severas sobre o IESP. No entanto, mais estudos devem ser realizados para investigar essa e outras hipóteses. Além disso, nas estatísticas de horário de início da convecção para os dois radares, o número de tempestades existentes entre 23h00 e 00h00 UTC parecem estar duplicados. A hipótese mais provável é devido ao fato do TITAN "zerar"os números simples e complexos das tempestades ativas e, por consequêcia, as que seguem em atividade aparecem duplicadas nessa transição de um dia para o outro.

Na Figura 4.22 são mostrados os histogramas de densidade de refletividade média, máximo topo, máximo volume e tempo de duração das famílias de tempestades para PPR. A média das amostras com relação à refletividade média foi de 43,6 dBZ. Com relação à média das amostras para a máxima refletividade esse valor foi de 52,1 dBZ. Os percentis de 25%, 75% e 95% foram de 48,5, 55 e 60,5 dBZ, respectivamente. Apenas 0,5% dos casos obtiveram valores de refletividade máxima acima de 65 dBZ. O topo médio (máximo) de toda a amostra foi de 6,6 (7,8) km, enquanto que a

mediana foi de 6,4 (7,5) km. O percentil de 25% e o percentil de 75% foram de 5,7 (6,5) e 7,3 (8,5) km, respectivamente. Considerando o percentil de 95%, o valor foi de topo médio foi de 8,7 (11,5) km. Apenas 1% (11%) das famílias de tempestade exibiram um topo médio maior que 10 km.

Figura 4.20 - Rosa dos ventos com direção média de deslocamento das famílais de tempestade para o verão (superior esquerdo), outono (superior direito), inverno (central esquerdo), primavera (central direito) e para todo o período (inferior) para BRU.

Fonte: Produção do autor.

O volume médio (máximo) de toda a amostra é de 104,5 (234,1) km^3, enquanto que

a mediana foi de 72,8 (134) km^3. O percentil de 25% e o percentil de 75% foram de 46,2 (77) e 124,1 (250) km^3, respectivamente. Considerando o percentil de 95%, o valor do volume médio (máximo) foi de 285,4 (741) km^3. A duração média com relação à toda amostra de famílias de tempestades foi de 51,4 min , enquanto que a mediana foi 44,9 min. O percentil de 75% e 95% foram de 1 hora e 1,8 hora, respectivamente.

Figura 4.21 - Histograma de frequência de famílias de tempestades por ano (superior esquerdo), mês (superior direito) e horário da iniciação convectiva (inferior) para PPR.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.23 são mostrados gráficos de espalhamento de topo médio com relação ao volume médio, e de máximo volume com relação à duração dos sistemas para os dados de PPR. Observando o gráfico de espalhamento é perceptível que há uma relação entre topo e volume, considerando valores médios. Embora a linha de regressão linear sugira que quando topos médios altos estão associados à volumes médios

maiores, a correlação entre topo médio e volume médio foi de 0,56. Ao mesmo tempo, observado o gráfico de espalhamento entre máximo volume e tempo de duração das células, a regressão linear sugere uma relação entre volumes maiores e tempos maiores de vida das famílias de tempestades, no entanto, a correlação neste caso foi de 0,58. Além disso, são mostrados boxplots de refletividade média e topo médio com relação ao mês do ano, para demonstrar a sazonalidade da variação desses parâmetros para PPR, assim como em BRU. O comportamento sazonal da refletividade média das famílias de tempestades fica nítido, uma vez que há um pico superior no valor médio da refletividade média (máxima) no verão, de 43,8 (52,7) dBZ, e um pico inferior no inverno, de 42,8 (50,2) dBZ. Algo semelhante ocorre com o valor médio do topo médio (máximo) das famílias de tempestades no verão, de 6,7 (8,1) km, e no inverno, de 5,9 (6,7) km.

Figura 4.22 - Histograma de densidade de refletividade média (superior esquerdo), máximo topo (superior direito), máximo volume (inferior esquerdo) e duração (inferior direito) das famílias de tempestades para PPR.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.24 são mostrados gráficos de rosa dos ventos com direção e velocidade média de deslocamento das famílias de tempestades com relação às estações do ano e para todo o período para os dados de PPR. Os resultados foram muito próximos da estatística realizada com os dados de BRU. Considerando todo o período de análise, as famílias de tempestade tem direção de deslocamento predominante para ESE (17,6%), SE (15%)e E (13%). No inverno, no entanto, a proporção de células que se deslocam para direção SSE é bem superior a observada nas outras estações, chegando a 36%. Além disso, quase a totalidade dos casos tiveram direção predominante de deslocamento entre os quadrantes ENE e SSE (maior que 95%). Na transição das estações desde o inverno, a proporção de famílias que se deslocam na direção SE diminui gradativamente para 21,5% (ESE) na primavera e para 9% (SE) no verão e com crescimento para 17,5% (ESE) novamente durante o outono.

Figura 4.23 - Gráficos de espalhamento de topo médio (km) x volume (km^3) (superior esquerdo) e máximo volume (km^3) x duração (hora) (superior direito) e *boxplots* de refletividade média (dBZ) (inferior esquerdo) e topo médio (km) (inferior direito) com relação ao mês das famílias de tempestades para PPR.

Linha em vermelho é a regressão linear e 'coef' é o valor do coeficiente de Pearson.

Fonte: Produção do autor.

Com relação à velocidade de deslocamento das células para os dados dos dois radares, os meses de inverno apresentam as maiores valores. A hipótese mais provável é que a baroclinia característica da estação e a atuação do JBN devem contribuir para este quadro.

Figura 4.24 - Rosa dos ventos com direção média de deslocamento das famílais de tempestade para o verão (superior esquerdo), outono (superior direito), inverno (central esquerdo), primavera (central direito) e para todo o período (inferior) para PPR.

Fonte: Produção do autor.

4.4 Avaliação do comportamento temporal das tempestades

Da Figura 4.25 a Figura 4.31 são apresentados os gráficos de variação temporal de parâmetros de refletividade para os 25 casos estudados. Cada Figura mostra três gráficos para um grupo de quatro ou três casos. O gráfico da esquerda mostra a variação temporal de $\frac{dECHOTOP}{dt}$, $\frac{dMAXZ}{dt}$ e $\frac{dvolume}{dt}$, o gráfico do centro mostra a variação temporal de HMA, VIL, DVIL, ECHOTOP E VIHM, e o gráfico da direita mostra a variação temporal de POH, FOKR e a classificação de grupo para as trilhas de tempestades estudadas. Os gráficos mostram três linhas verticais associadas ao horário aproximado do evento e uma variação de 7,5 min antes e 7,5 min após. A Figura 4.25, Figura 4.26, Figura 4.27 e Figura 4.28 mostram os gráficos dos casos analisados a partir dos dados de BRU e a Figura 4.29, Figura 4.30 e Figura 4.31 mostram os gráficos dos casos analisados a partir dos dados de PPR.

Após minuciosa avaliação subjetiva dos gráficos temporais dos parâmetros de refletividade, foi possível observar alguns padrões. Em praticamente todos os casos, houve um rápido crescimento nos parâmetros VIL, DVIL E VIHM antes da ocorrência do evento, seguido de um decréscimo nos valores desses mesmos parâmetros durante a ocorrência do evento. O crescimento abrupto desses parâmetros pode estar associado à intensificação do sistema antes do "colapso"(queda nos valores dos parâmetros), justamente o momento onde ocorre (ou se observa) o fenômeno de CHF, VDV ou GRZ. No entanto, não é possível afirmar que esses fenômenos não tenham ocorrido no passado ou no futuro da trilha de tempestade, uma vez que os parâmetros se alteram temporalmente e não há outras observações e relatos. É possível concluir, apenas, que durante a passagem daquela trilha de tempestade sobre a área urbana do município onde ocorreu o evento é que há esse sinal ou padrão de comportamento desses parâmetros de refletividade.

Algo semelhante ocorre com o parâmetro HMA, mas por vezes ocorre atraso no tempo de uma varredura. Além disso, como é um parâmetro que estima a massa de granizo suspensa na tempestade, em casos onde não foi observado granizo esse parâmetro possui um valor muito pequeno ou próximo a zero. Outros parâmetros não tiveram o mesmo padrão de crescimento e queda nos momentos antes e durante a ocorrência do evento, respectivamente, como por exemplo nos parâmetros $\frac{dECHOTOP}{dt}$, $\frac{dMAXZ}{dt}$ e $\frac{dvolume}{dt}$. Com $\frac{dECHOTOP}{dt}$ e $\frac{dvolume}{dt}$ isso provavelmente ocorre por conta dos processos de fusão e divisão nas trilhas de tempestade, já que espera-se que em situações de colapso (derivada negativa) os valores diminuam.

A variação temporal dos parâmetros FOKR e POH não possuem um comportamento

padrão, uma vez que em alguns casos há um crescimento seguido de colapso no horário do evento e, às vezes, após o evento. No entanto, em alguns casos, os valores ficam estáveis e elevados 4 ou 5 varreduras antes da queda, sendo que muitas vezes isso acontece em momentos sem relação com o horário do evento.

Figura 4.25 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 08/09/2015-Garça, 08/09/2015-Bocaina, 10/05/2015-Tabatinga e 11/12/2015-Borborema, para BRU.

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.26 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 15/12/2015-São Manuel, 17/01/2018-Ibitinga, 17/11/2017-Piracicaba e 18/02/2016-Araraquara, para BRU.

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.27 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 20/03/2018-São Carlos, 21/05/2016-Ibitinga, 23/03/2016-Avaré e 24/01/2018-Araraquara para BRU.

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.28 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 25/09/2015-Canitar e 27/01/2016-Araraquara, para BRU.

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Desse modo, há a sugestão de que os parâmetros que demonstram um padrão de crescimento e queda na situação imediatamente anterior e durante o horário aproximado do evento, respectivamente, são VIL, VIHM e DVIL e suas respectivas derivadas temporais.

4.4.1 Casos controle

Como dito no capítulo anterior, os 25 casos selecionados para estudo foram agrupados em 2 grupos: 18 casos controle e 5 casos teste; os 2 casos restantes foram reservados para estudos de caso individuais. Dito isso, primeiramente, os casos considerados controle foram utilizados na tentativa de se construir um índice de severidade para monitoramento e previsão imediata de tempestades, de modo que fosse representativo para o maior número de tempestades que geraram danos.

Figura 4.29 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 01/01/2016-Guararapes, 02/10/2015-Osvaldo Cruz, 09/10/2015-Presidente Venceslau e 10/09/2015-Panorama, para PPR.

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.30 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 17/01/2017-Tupã, 18/01/2018-Dracena, 20/10/2016-Maracaí e 21/05/2017-Pauliceia, para PPR.

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.31 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade das trilhas de tempestade dos casos 21/05/2017-Tupi Paulista, 21/05/2017-Lucélia e 27/09/2015-Paulicéia, para PPR.

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Como os parâmetros VIL, DVIL e VIHM demonstraram, a partir de avaliação subjetiva, um padrão de crescimento (queda) antes (durante) o evento de dano registrado sobre os municípios, estes foram utilizados, junto de suas derivadas temporais, como uma primeira tentativa na construção de um índice. A Tabela 4.5 e a Tabela 4.6 mostram os valores de VIL, DVIL, VIHM, $\frac{dVIL}{dt}$, $\frac{dDVIL}{dt}$, $\frac{dVIHM}{dt}$ para os casos no momento imediatamente anterior e durante o evento, considerando o horário aproximado da ocorrência, respectivamente. Na Tabela 4.5 estão presentes também o cálculo da média (β), desvio padrão (σ), β-0,5σ, percentil de 25% e 75% dos parâmetros.

Após alguns testes com os dados dos casos controle e, inspirado na construção do

índice de severidade proposto por Queiroz (2008), foi construído um índice que leva em consideração a variação dinâmica de VIL, DVIL e VIHM, i.e., as derivadas temporais dessas propriedades, normalizadas com relação à β e σ. Assim como Queiroz (2008), para normalizar os parâmetros dinâmicos, foi utilizado β-0,5σ, escolhido também após alguns testes. A normalização utiliza β-0,5σ calculado a partir dos parâmetros dos casos no tempo anterior ao evento. Esse valor é aplicado na equação tanto para os casos no tempo anterior quanto durante ao evento. Portanto, como primeira tentativa do índice, foi construída a equação:

$$\text{ÍNDICE} = \frac{dVIL/dt}{3|\beta - 0,5\sigma|} + \frac{dVIHM/dt}{3|\beta - 0,5\sigma|} + \frac{dDVIL/dt}{3|\beta - 0,5\sigma|} \tag{4.1}$$

E portanto:

$$\text{ÍNDICE} = \frac{dVIL/dt}{132,06} + \frac{dVIHM/dt}{8,1} + \frac{dDVIL/dt}{11,76} \tag{4.2}$$

Na Tabela 4.7 é mostrado o resultado do cálculo dos índices para os casos controle no momento antes e durante a ocorrência do evento. Em 100% dos casos no tempo anterior ao horário aproximado da ocorrência do evento, da forma como o índice foi construído, os valores do índice são positivos, associados com as derivadas temporais positivas dos parâmetros VIL, DVIL e VIHM. Em 100% dos casos no momento da ocorrência do evento, considerando o horário aproximado, os valores do índice são negativos, associados com as derivadas temporais negativas dos mesmos três parâmetros. O índice foi construído desse modo onde haja a contribuição da derivada negativa (positiva) de VIL, VIHM e DVIL.

A hipótese para a construção do índice de severidade é que o mesmo seja capaz de identificar períodos de "crescimento" (derivada positiva) e "colapso" de tempestades (derivada negativa), de modo que se possa utilizar a derivada positiva do índice como uma métrica objetiva de que em algum momento nos minutos seguintes a tempestade pode vir a gerar dano em superfície, o que seria confirmado a partir do momento em que a derivada torna-se negativa. Levando em conta, no entanto, que essas considerações valem para tempestades que atingiram a área urbana de municípios geraram CHF, DVD e GRZ, como as utilizadas neste trabalho.

Nota-se, no entanto, que os valores positivos (negativos) do índice para momento antes (durante) o evento variam de 0 a 3 (-3), embora na maior parte dos casos essa

variação fique mais restrita entre 0 e 1 (-1). Isso se deve ao fato dos 18 casos controle serem bem heterogêneos em questões das magnitudes de VIL, DVIL e VIHM, o que também é perceptível nas suas derivadas temporais e nos outros parâmetros como volume.

Tabela 4.5 - Casos selecionados como controle momento imediatamente antes do evento.

Caso	**VIL**$_{max}$ **(kg.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIL}{dt}$	**VIHM (km.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIHM}{dt}$	**DVIL (g.m**$^{-3}$**)**	$\frac{dDVIL}{dt}$
18/01/2018	87,27	69,62	3,84	3,30	6,98	4,90
17/01/2018	60,55	13,97	2,40	0,62	4,84	0,79
17/11/2017	54,24	2,94	2,16	0,12	4,72	-0,17
18/02/2016	62,01	11,35	2,57	0,64	5,91	1,85
23/03/2016	94,99	14,27	3,96	0,69	6,13	0,56
17/01/2017	41,17	11,88	1,52	0,50	3,58	0,50
20/10/2016	103,68	7,48	4,63	0,24	7,68	-0,02
25/01/2017	59,57	6,52	2,39	0,23	5,18	0,13
07/09/2015	186,13	17,06	10,22	1,24	16,19	1,48
08/09/2015	99,46	15,28	4,88	0,83	10,47	0,57
15/12/2015	233,81	133,82	13,25	8,43	18,70	9,18
20/03/2018	48,24	4,98	1,80	0,17	3,86	-0,26
25/09/2015	228,18	147,98	12,51	9,15	16,90	10,96
10/09/2015	61,63	23,47	2,39	1,02	4,56	1,25
21/05/2017	38,58	0,11	1,57	0,03	4,54	0,01
27/09/2015	139,62	19,33	6,39	0,88	8,46	0,17
27/01/2016	72,33	14,38	3,02	0,79	5,79	1,49
10/05/2015	238,96	105,05	14,17	7,49	22,76	12,05
β	77,30	-28,83	3,49	-1,71	6,12	-2,61
σ	52,77	30,38	3,09	1,99	3,82	2,62
β-0.5σ	50,92	-44,02	1,95	-2,70	4,21	-3,92
Percentil de 25%	130,64	22,43	6,01	1,18	9,97	1,76
Percentil de 75%	59,81	6,76	2,39	0,23	4,75	0,04

Fonte: Produção do autor.

Por conta da heterogeneidade dos casos controle, um índice que leve em conta apenas a variação dinâmica de VIL, DVIL e VIHM pode induzir a falsos alertas e a não discretização da intensidade das tempestades. Desse modo, após alguns testes,

os valores de magnitude de VIL, DVIL e VIHM também foram utilizados para complementar a estrutura do índice de severidade a partir da utilização dos percentis de 25% e 75% como métricas de borda inferior e superior das amostras, que estão expostos na Tabela 4.5.

Tabela 4.6 - Casos selecionados como controle momento imediatamente durante do evento.

Caso	**VIL**$_{max}$ **(kg.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIL}{dt}$	**VIHM (km.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIHM}{dt}$	**DVIL (g.m**$^{-3}$**)**	$\frac{dDVIL}{dt}$
18/01/2018	53,86	-33,41	2,02	-1,82	3,71	-3,27
17/01/2018	42,43	-18,12	1,57	-0,83	3,69	-1,15
17/11/2017	32,93	-21,31	1,20	-0,96	3,47	-1,25
18/02/2016	62,40	0,38	2,57	0,00	5,43	-0,48
23/03/2016	88,51	-6,49	3,65	-0,32	6,10	-0,02
17/01/2017	35,97	-5,20	1,25	-0,27	3,13	-0,45
20/10/2016	66,16	-37,52	2,66	-1,97	4,90	-2,78
25/01/2017	45,94	-13,63	1,68	-0,71	3,40	-1,78
07/09/2015	112,90	-73,23	5,57	-4,65	10,75	-5,43
08/09/2015	45,19	-54,28	1,86	-3,03	5,32	-5,15
15/12/2015	153,96	-79,85	7,97	-5,28	12,32	-6,39
20/03/2018	36,64	-11,60	1,24	-0,56	2,71	-1,15
25/09/2015	121,18	-107,00	5,54	-6,97	7,82	-9,08
10/09/2015	53,91	-7,71	2,07	-0,32	4,31	-0,25
21/05/2017	31,92	-6,66	1,18	-0,38	3,76	-0,78
27/09/2015	119,20	-20,43	5,51	-0,88	7,69	-0,77
27/01/2016	56,52	-15,81	2,28	-0,74	4,52	-1,26
10/05/2015	231,86	-7,10	13,08	-1,09	17,17	-5,58

Fonte: Produção do autor.

O complemento do índice de severidade proposto leva em consideração o estabelecimento de 3 categorias de tempestade no momento anterior ao horário do evento. A primeira categoria considera valores menores aos da magnitude do percentil de 25% de VIL, DVIL e VIHM; a segunda categoria estabelece o intervalo entre valores de magnitude do percentil de 25% e o percentil de 75% de VIL, DVIL E VIHM; e a terceira categoria leva em conta valores maiores a magnitude do valor do percentil de 75% de VIL, DVIL e VIHM. Para ser considerado parte da categoria 1, 2 ou 3, VIL, DVIL e VIHM tem de se encaixar em pelo menos 2 dos 3 intervalos de percentis propostos. Por exemplo, uma tempestade que possuir valor de VIL e DVIL dentro

do intervalo considerado da categoria 2 e VIHM dentro do intervalo considerado da categoria 1 será considerado como uma tempestade da categoria 2. Essa mesma tempestade, enquanto estiver com o índice de severidade dinâmico positivo é considerada como uma tempestade em "crescimento" e, portanto, com potencial para "colapso" nos próximos instantes. No momento em que a derivada temporal migrar de positiva para negativa, é o momento em que a tempestade de categoria 1, 2 ou 3 é considerada uma tempestade em "colapso" e, portanto, onde há maior chance de ocorrência do fenômeno de CHF, VDV e/ou GRZ.

Tabela 4.7 - Índice calculado para os casos controle antes e durante a ocorrência do evento.

Caso	**Índice (antes do evento)**	**Índice (durante o evento)**
18/01/2018	1,35	-0,75
17/01/2018	0,25	-0,34
17/11/2017	0,02	-0,39
18/02/2016	0,32	-0,04
23/03/2016	0,24	-0,09
17/01/2017	0,19	-0,11
20/10/2016	0,09	-0,76
25/01/2017	0,09	-0,34
07/09/2015	0,41	-1,59
08/09/2015	0,27	-1,22
15/12/2015	2,83	-1,80
20/03/2018	0,04	-0,25
25/09/2015	3,18	-2,44
10/09/2015	0,41	-0,12
21/05/2017	0,01	-0,16
27/09/2015	0,27	-0,33
27/01/2016	0,33	-0,32
10/05/2015	2,74	-0,66

Fonte: Produção do autor.

As categorias de tempestade a partir de VIL, DVIL e VIHM estão presentes na Tabela 4.8, segundo a discretização de categorias a partir dos intervalos dos percentis de 25% e 75%. O parâmetro VIL é considerado de categoria 1 se for menor que 59,8 kg.m^{-2}, categoria 2 se for maior ou igual a 59,8 kg.m^{-2} e menor ou igual a 130,6, e categoria 3 se superar 130,6 kg.m^{-2}. O parâmetro VIHM é considerado de categoria 1 se for menor que 2,4 kg.m^{-2}, categoria 2 se for maior ou igual a 2,4 kg.m^{-2} e menor ou igual a 6 kg.m^{-2}, e categoria 3 se for maior que 6 kg.m^{-2}. Já o DVIL é

considerado categoria 1 se for menor que 4,8 g.m^{-3}, categoria 2 se for maior ou igual a 4,8 g.m^{-3} e menor ou igual a 10 g.m^{-3}, e categoria 3 se for superior a 10 g.m^{-3}.

Tabela 4.8 - Categorias de tempestade a partir de VIL, VIHM e DVIL

	Categoria 1	**Categoria 2**	**Categoria 3**
VIL$_{max}$ (kg.m^{-2})	$< 59{,}8$	$\geq 59,8; \leq 130,6$	$> 130{,}6$
VIHM (kg.m^{-2})	$< 2{,}4$	$\geq 2,4; \leq 6$	> 6
DVIL (g.m^{-3})	$< 4{,}8$	$\geq 4,8; \leq 10$	> 10

Fonte: Produção do autor.

Do ponto de vista estatístico, considerando as amostras dos casos controle, as tempestades de categoria 1 no momento imediatamente antes da ocorrência possuem uma área do polígono ou envelope entre 134 e 791 km (média de 464,8 km), HMAXZ entre 2 e 6 km (média de 4 km), ECHOTOP entre 8,5 e 13,5 km (média de 11,5 km), volume variando de 743 a 3093 km^3 (média de 2078 km^3), máxima refletividade entre 57 a 60 dBZ (média de 59,3 dBZ), velocidade de deslocamento entre 8,3 a 55,2 km/h (média de 31,6 km/h) e HMA entre 0,4 e 31,2 10^{6}kg (média de 8.7 10^{6}kg). 100% das tempestades possuíam FOKR 3 e com relação a POH, 83,3% eram probablidade 1 e 16,7% probabilidade 0.6.

Tempestades de categoria 2 no momento imediatamente antes da ocorrência possuem uma área do polígono ou envelope entre 80 e 565 km (média de 248,9 km), HMAXZ entre 2 e 7 km (média de 5 km), ECHOTOP entre 9,5 e 15,5 (média de 12,4 km), volume variando de 403 a 2872 km^3 (média de 1279 km^3), máxima refletividade entre 60,5 a 67,5 dBZ (média de 62,6 dBZ), velocidade de deslocamento entre 16 a 85 km/h (média de 33 km/h) e HMA entre 4,5 e 52,2 10^{6}kg (média de 18 10^{6}kg). 87,5% das tempestades possuíam FOKR 3 e 14,3% 4, e com relação a POH, 71,4% eram probablidade 1, 14,3% probabilidade 0.9 e 14,3% probabilidade 0,8.

Já as tempestades de categoria 3, no momento imediatamente antes da ocorrência, possuem a área do polígono ou envelope entre 133 e 690 km (média de 275,6 km), HMAXZ entre 5 e 6 km (média de 5,4 km), ECHOTOP entre 1,5 e 16,5 km (média de 12,9 km), volume variando de 693 a 3885 km^3 (média de 1552,8 km^3), máxima refletividade entre 65,5 a 73 dBZ (média de 70 dBZ), velocidade de deslocamento entre 22,6 a 65 km/h (média de 56,5 km/h) e HMA entre 14,5 e 59,3 10^{6}kg (média de 37,6 10^{6}kg). 100% das tempestades possuíam FOKR 4, e com relação a POH,

80% eram probablidade 1 e 20% probabilidade 0,8.

Na Tabela 4.9 são mostradas as categorias de VIL, DVIL, VIHM e de tempestades para os casos controle. Dos 18 casos controle, 6 casos (33,3%) foram considerados como tempestades categoria 1, 7 casos (38,9%) como temspetades categoria 2 e 5 casos (27,8%) como tempestades categoria 3.

Tabela 4.9 - Categorias de VIL, VIHM, DVIL e de tempestades para os 18 casos controle

Caso	**VIL$_{max}$**	**VIHM**	**DVIL**	**Tempestade**
18/01/2018	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2
17/01/2018	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2
17/11/2017	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1
18/02/2016	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2
23/03/2016	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2
17/01/2017	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1
20/10/2016	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2
25/01/2017	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 2	Categoria 1
07/09/2015	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3
08/09/2015	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 3	Categoria 2
15/12/2015	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3
20/03/2018	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1
25/09/2015	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3
10/09/2015	Categoria 2	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1
21/05/2017	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1
27/09/2015	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 2	Categoria 3
27/01/2016	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2	Categoria 2
10/05/2015	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3

Fonte: Produção do autor.

Para fins de monitoramento previsão imediata de tempestades com condições para causar danos à vida e à propriedade e gerar situações que se enquadrem como desastres naturais, é proposto que o índice seja usado da seguinte maneira. Se a célula está em crescimento (índice dinâmico positivo), esta é uma tempestade que tem condições de gerar danos e/ou desastres naturais caso passe sobre uma área urbana ou uma área vulnerável. Isso é uma condicionante, uma vez que os casos estudados nesta dissertação são todos oriundos de um banco de dados de desastres naturais que ocorreram em áreas urbanas. Portanto, um cluster em crescimento é uma tempestade que deve ser monitorada com uma atenção pelo meteorologista operacional,

uma vez que em algum momento ela pode entrar em colapso. Quando a tempestade entra em colapso (índice dinâmico negativo) e a mesma está sobre uma área urbana ou área urbana vulnerável é quando a chance de ocorrência de um desastre aumenta, pois, segundo nosso critério, quando isso ocorre é justamente quando observamos o evento de CHF, VDV e/ou GRZ e, consequentemente, o dano em superfície.

Além disso, podemos discretizar as tempestades em crescimento como grupos 1, 2 ou 3, da menor para a maior intensidade de acordo com os parâmetros de refletividade. No entanto, isso não necessariamente irá se refletir em danos das mesmas proporções em superfície, uma vez que dependerá muito da vulnerabilidade da área em que cada célula de cada grupo irá atingir. Por exemplo, uma tempestade do grupo 1 pode causar um dano na mesma ordem de grandeza ao atingir um município em situação de alta vulnerabilidade do que uma tempestade do grupo 3 que atinja uma área rural ou uma área urbana menos vulnerável. Entende-se por área urbana vulnerável uma área que já tenha recebido intensa precipitação durante o dia (ou dias anteriores), de modo que o solo esteja saturado e propenso a deslizamentos de massa ou sistema de drenagem fluvial estressado, entre outras situações discutidas no segundo capítulo deste trabalho.

4.4.2 Casos de testes

A Tabela 4.10 e Tabela 4.11 mostram os valores de VIL, DVIL e VIHM, e suas derivadas temporais, para os 5 casos selecionados para teste nos momentos antes e durante a ocorrência do evento, considerando o horário aproximado, respectivamente.

Tabela 4.10 - Casos selecionados como testes no momento imediatamente antes do evento.

Caso	**VIL**$_{max}$ **(kg.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIL}{dt}$	**VIHM (km.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIHM}{dt}$	**DVIL (g.m**$^{-3}$**)**	$\frac{dDVIL}{dt}$
11/12/2015	124,58	66,67	6,06	3,79	9,97	5,33
24/01/2018	14,13	3,69	0,46	0,15	2,17	0,57
02/10/2015	42,03	9,07	1,70	0,54	4,95	1,81
09/10/2015	127,35	51,11	6,15	2,83	10,19	3,56
21/05/2017	177,32	34,53	9,53	2,34	15,42	4,84

Fonte: Produção do autor.

O índice de severidade dinâmico proposto na subseção anterior foi aplicado aos 5 casos testes para momentos antes e durante a ocorrência do evento. Os resultados estão expostos na Tabela 4.12. Em 100% dos casos no tempo anterior ao horário aproximado da ocorrência do evento, da forma como o índice foi construído, os valores do índice são positivos, associados com as derivadas temporais positivas dos parâmetros VIL, DVIL e VIHM. Em 100% dos casos no momento da ocorrência do evento, considerando o horário aproximado da ocorrência, os valores do índice são negativos, associados com as derivadas temporais negativas dos mesmos três parâmetros. É possível concluir, mesmo com as possibilidades de falsos alertas, que o índice dinâmico é capaz de discretizar a fase de "crescimento" e "colapso" de uma tempestade que causou dano em superfície.

Tabela 4.11 - Casos selecionados como testes durante o evento.

Caso	**VIL**$_{max}$ **(kg.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIL}{dt}$	**VIHM (km.m**$^{-2}$**)**	$\frac{dVIHM}{dt}$	**DVIL (g.m**$^{-3}$**)**	$\frac{dDVIL}{dt}$
11/12/2015	119,12	-5,47	5,45	-0,61	8,82	-1,14
24/01/2018	10,69	-3,43	0,31	-0,14	1,65	-0,53
02/10/2015	34,81	-7,23	1,34	-0,36	4,10	-0,85
09/10/2015	71,40	-55,95	3,02	-3,14	5,71	-4,48
21/05/2017	77,31	-100,01	3,46	-6,07	6,72	-8,70

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.12 - Índice calculado para os casos testes antes e durante a ocorrência do evento.

Caso	**Índice (antes do evento)**	**Índice (durante o evento)**
11/12/2015	0,96	-0,15
24/01/2018	0,07	-0,06
02/10/2015	0,20	-0,12
09/10/2015	0,70	-0,81
21/05/2017	0,67	-1,52

Fonte: Produção do autor.

Na Tabela 4.13 são mostradas as categorias de VIL, DVIL, VIHM e de tempestades para os casos de teste. Dos 5 casos aplicados para teste, 2 casos (40%) foram consi-

derados como tempestades categoria 1, 1 caso (20%) como tempestade categoria 2 e 2 casos (40%) como tempestades categoria 3.

Tabela 4.13 - Categorias de VIL, VIHM, DVIL e de tempestades para os 6 casos de teste.

Caso	VIL_{max}	VIHM	DVIL	Tempestade
11/12/2015	Categoria 2	Categoria 3	Categoria 2	Categoria 2
24/01/2018	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 1
02/10/2015	Categoria 1	Categoria 1	Categoria 2	Categoria 1
09/10/2015	Categoria 2	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3
21/05/2017	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3	Categoria 3

Fonte: Produção do autor.

4.5 Estudos de caso

Foram selecionados 2 estudos de caso de ocorrência de tempestades sobre o IESP que causaram danos reportados no BDDNI. Os casos foram selecionados pela sua heterogeneidade, sendo que um deles é uma tempestade de categoria 3, observada por BRU e um dos casos é de categoria 1, observada por PPR.

4.5.1 Estudo de caso 1

A primeira tempestade escolhida para estudo de caso atingiu o município de Ibitinga em 21 de maio de 2016 no período noturno, entre 00h29 e 00h36 UTC. O número de trilha desta célula no TITAN no momento da ocorrência era 1/93 sendo o 93 o número simples e 1 o número complexo. Como há esses dois números, significa que a célula passou por fusões e divisões desde o começo da trilha, sendo o número complexo 1 associado à família de tempestades e o número simples 93 associado a esta célula em específico. Os parâmetros de refletividade e sua variação temporal estão presentes na Figura 4.32. É nídito que antes da ocorrência do evento, considerando o horário aproximado, há um rápido crescimento (derivada positiva) de VIL, DVIL e VIHM, e durante a ocorrência do evento há uma abrupta queda nesses parâmetros. Esse padrão ocorre também nas variáveis HMA e ECHOTOP. As derivadas temporais de ECHOTOP, MAXZ e volume já estavam em queda no momento anterior ao evento, mas permaneciam positivas. No entanto, durante a ocorrência do evento, esses parâmetros tornam-se negativos.

Segundo o BDDNI, a tempestade causou danos associados à chuva forte e granizo,

embora não se tenha informação do tamanho do granizo. Entre os danos reportados pela Defesa Civil estão: queda de árvores, alagamentos, queda de muro, congestionamento ou interdição de via pública e interrupção no fornecimento de água e energia do município. Na Figura 4.33, Figura 4.34 e Figura 4.35 estão os campos de refletividade do CAPPI 3km para o desenvolvimento da célula desde às 00h14 UTC até as 00h51 UTC. Também estão disponíveis os polígonos das células no momento, os polígonos previstos pelo algoritmo do TITAN e as seções verticais da célula em cada momento.

Figura 4.32 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade da trilha de tempestade do caso de 21 de maio de 2016 - dados de BRU

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Analisando o desenvolvimento da célula no tempo, é possível perceber que é um sistema intenso, com MAXDBZ de acima de 70 dBZ já a partir de 00h14 UTC, chegando a 76 dBZ imediatamente antes do evento, às 00h29 UTC, e caindo para 67 dBZ no tempo seguinte, às 00h36 UTC, configurando uma queda de 9 dBZ no MAXDBZ em 7,5 min. O comportamento de "crescimento" e "colapso" é padrão em quase todos os parâmetros. A HMAXZ sobe de 4 para 5 km às 00h29 UTC e cai para 3 km às 00h36 UTC, o ECHOTOP sobe de 12,5 a 15,5 km de 00h14 às 00h29 e cai para 12,5 km no momento do evento.

Figura 4.33 - CAPPI 3km de BRU de 21 de maio de 2016 às 00h14 UTC (superior) e 00h21 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos.

Os contornos azuis mostram o polígono das células identificadas com o TITAN; os contornos vermelhos mostram os polígonos previstos pelo algoritmo.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.34 - CAPPI 3km de BRU de 21 de maio de 2016 às 00h29 UTC (superior) e 00h36 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos.

Os contornos azuis mostram o polígono das células identificadas com o TITAN; os contornos vermelhos mostram os polígonos previstos pelo algoritmo.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.35 - CAPPI 3km de BRU de 21 de maio de 2016 às 00h44 UTC (superior) e 00h51 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos.

Os contornos azuis mostram o polígono das células identificadas com o TITAN; os contornos vermelhos mostram os polígonos previstos pelo algoritmo.

Fonte: Produção do autor.

O valor do HMA foi bem maior do que os observados nos casos de teste e controle, sendo de 97,9 10^6kg às 00h21 e 124,5 10^6kg às 00h29, e registrando um decréscimo de 72 10^6kg às 00h36, quando se registrou 52,6 10^6kg. VIL teve um crescimento de 160,7 kg.m^{-2} em 7,5min, saindo de 260 para 420 kg.m^{-2}, e uma diminuição de 287,3 kg.m^{-2} na hora do evento, caindo para 133,4 kg.m^{-2}. Se considerarmos que o limite mínimo para uma tempestade ser caracterizada como grau 3 por conta do valor do VIL é de 130,6 kg.m^{-2}, é possível notar a dimensão da intensidade da tempestade. O VIHM, subiu de 11,9 para 27,1 kg.m^{-2} em 15 min e caiu para 6,6 kg.m^{-2} na hora do evento, uma queda de 20,5 kg.m^{-2}. O DVIL cresceu 12,1 g.m^{-3} em 7,5 min, chegando a 27,1 kg.m^{-2}, valor quase 8 vezes maior o considerado extremo por Gomes e Held (2004) e Leal (2008), caindo para 10,7 kg.m^{-2} (queda de 20,5 kg.m^{-2}) às 00h36 UTC.

No entanto, parâmetros como volume não tiveram muitas mudanças, ficando aproximadamente estável na ordem de 4400 km^3. Além disso, os índices FOKR e POH permaneceram 4 e 1, respectivamente, durante todo esse período analisado da tempestade. A velocidade de deslocamento da célula variou entre 46,5 e 49 km/h no horário aproximado do evento.

Com relação ao índice de severidade, a parte dinâmica foi positiva entre 0,1 e 1,92 até às 00h14 UTC, caiu para 0,77 às 00h21 (mas ainda positivo), quando houve um crescimento grande para 3,5 às 00h29 e então, durante a ocorrência do evento, uma mudança para -6,1 (colapso), o maior valor encontrado entre os casos analisados. Com relação às magnitudes, a categoria de tempestade que a célula se encaixou foi a de categoria 3.

Após a ocorrência do evento, duas varreduras depois, os parâmetros voltam a crescer enquanto a célula se desenvolve. Pelos valores encontrados e considerando as derivadas temporais positivas e negativas de crescimento e colapso, respectivamente, pode-se supor que a tempestade tenha gerado danos em superfície a depender da região em que ela atingiu. Esse raciocínio é válido pois neste trabalho estudamos tempestades que tenham causado danos ao atingir municípios. No entanto, não há como garantir se houve ou não a ocorrência de danos por chuva forte ou vendaval (e até mesmo granizo) pois não há relatos no BDDNI.

4.5.2 Estudo de caso 2

A segunda tempestade escolhida para estudo de caso atingiu o município de Guararapes em 1º de janeiro de 2016 no período da tarde, entre 17h06 e 17h14 UTC. O

número de trilha desta célula no TITAN no momento da ocorrência 613, possuindo apenas número simples. Isso significa que a célula não passou por fusões e divisões desde o começo da trilha. Os parâmetros de refletividade e sua variação temporal estão presentes na Figura 4.36.

Figura 4.36 - Gráfico de variação temporal de parâmetros derivados de refletividade da trilha de tempestade do caso de 1º de janeiro de 2016 - dados de PPR

Linha vertical pontilhada em vermelho é a divisão entre o horário aproximado antes e durante o evento; linhas verticais pontilhadas em cinza são o intervalo entre 7,5 min antes e depois.

Fonte: Produção do autor.

Segundo o BDDNI, a tempestade causou danos associados apenas à chuva forte. Entre os danos reportados pela Defesa Civil estão: alagamentos e desabamentos ou rachadura ou danos em imóveis. O BDDNI disponibiliou o número do COBRADE do evento, de 1.3.2.1.4, 1.2.3.0.0. Na Figura 4.37, Figura 4.38 e Figura 4.39 estão os campos de refletividade do CAPPI 3km para o desenvolvimento da célula desde às 16h51 UTC até as 17h29 UTC. Também estão disponíveis os polígonos das células do momento, os polígonos previstos pelo algoritmo do TITAN e as seções verticais da célula em cada instante.

Analisando o desenvolvimento da célula no tempo, é possível perceber que é um sistema muito bem mais fraco que os vistos até então neste trabalho, muito provavelmente uma célula ordinária de curta duração e fraca intensidade. Esse caso foi escolhido justamente para demonstrar que mesmo de fraca intensidade, uma célula

isolada pode estar associada a danos à vida e à propriedade e ser associada à desastres naturais. Além disso, a iniciação convectiva desta célula foi às 16h51 UTC, enquanto que o horário aproximado do evento é entre 17h06 e 17h14 UTC, i.e., 2 e 3 varreduras após a iniciação convectiva.

Figura 4.37 - CAPPI 3km de PPR do de 1º de janeiro de 2016 às 16h51 UTC (superior) e 16h59 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos.

Os contornos azuis mostram o polígono das células identificadas com o TITAN; os contornos vermelhos mostram os polígonos previstos pelo algoritmo.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.38 - CAPPI 3km de PPR do de 1º de janeiro de 2016 às 17h06 UTC (superior) e 17h14 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos.

Os contornos azuis mostram o polígono das células identificadas com o TITAN; os contornos vermelhos mostram os polígonos previstos pelo algoritmo.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.39 - CAPPI 3km de PPR do de 1º de janeiro de 2016 às 17h21 UTC (superior) e 17h29 UTC (inferior) com as seções verticais da célula que causou os danos.

Os contornos azuis mostram o polígono das células identificadas com o TITAN; os contornos vermelhos mostram os polígonos previstos pelo algoritmo.

Fonte: Produção do autor.

Os valores dos parâmetros de refletividade são bem inferiores ao do caso 1. O MAXDBZ não ultrapassa 50,5 dBZ no momento anterior ao horário aproximado do evento, às 17h06, caindo para 48,5 dBZ. Esse valor é pequeno se levarmos em conta que o caso anterior chegou a 70 dBZ e que o limiar de refletividade simples para identificação de células foi de 40 dBZ. O volume da célula teve alguma alteração de 69 km^3 desde a iniciação convectiva até 286 km^3 às 17h06 e queda para 201 km^3 no horário seguinte. FOKR se manteve 2 durante a ocorrência do evento e POH caiu de 0,5 para 0,2. Esses valores são considerados muito baixos por Foote et al. (2005) e Gomes et al. (2014), mesmo considerando que os dados de radar passaram por correção de refletividade por adição de offset. A velocidade de deslocamento da célula não excedeu 20 km/h.

A HMAXZ variou entre 3 e 5 km, não se alterando durante o horário do evento e o ECHOTOP ficou estável em 7,5 km, um valor baixo para um Cb. O parâmetro HMA teve valor zero. Os parâmetros VIL, DVIL e VIHM, embora mínimos, obtiveram um comportamento padrão do estudado até agora. VIL subiu de 8 kg^{-3} na iniciação convectiva para 12,3 kg^{-2} às 17h06, havendo uma queda para 9 kg^{-2} no momento do evento. A derivada negativa é pequena (-1,6 kg^{-2}/7,5min), mas existe. O VIHM sobe de 0,2 para 0,4 kg^{-2} e cai para 0,2 kg^{-2} entre 16h59, 17h06 e 17h14 UTC, respectivamente. O DVIL teve um crescimento de 0,4 kg^{-3} antes do evento (chegando a 1,6 g^{-3}) e uma diminuição de 0,4 durante o evento (chegando a 1,2 g^{-3}).

Com relação ao índice de severidade, a parte dinâmica foi positiva entre 0,02 e 0,08, chegando neste último valor no momento anterior ao evento. No momento da ocorrência do evento, o índice cai para -0,08. Com relação às magnitudes, a categoria de tempestade que a célula se encaixou foi a de categoria 1. A célula desaparece às 17h44 UTC, 52,5 minutos após a iniciação convectiva. Sendo assim, uma célula ordinária de curta duração.

Este estudo de caso é importante pois mostra como uma célula ordinária de curta duração e fraca intensidade pode também estar associada à danos em superfície que podem ser considerados dentro de um grande número de dados sobre desastres naturais. Dadas as proporções dos estragos, podemos supor que os danos estão relacionados não somente à célula e talvez também à vulnerabilidade das características urbanas do município, embora isso demande um olhar mais aprofundado sobre essas questões, o que não é objetivo deste trabaho.

Além disso, ao observar o campo de CAPPI 3 km é possível ver que, embora a célula seja considerada de intensidade fraca, há uma extensa área de precipitação

estratiforme, o que pode ter colaborado para os danos de alagamentos.

5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram realizados discussões referentes à 4 tópicos: (1) avaliação da qualidade dos dados de BRU e PPR e calibração artificial utilizando o dPR do GPM como referência; (2) realização de testes de sensibilidade na utilização do algoritmo de identificação, rastreio e previsão do TITAN; (3) geração de estatística descritiva referente às famílias de tempestade em 4 anos de dados de cada radar; e (4) avaliação do comportamento das tempestades que causaram danos à vida e à propriedade, associadas à desastres naturais pelo BDDNI, e a construção de um índice objetivo para monitoramento e previsão de tempestades.

Com relação à avaliação da qualidade dos dados de radares meteorológicos que cobrem o IESP, foi constatado que tanto BRU quanto PPR subestimavam os valores de refletividade, quando comparados com o dPR, em 13 e 11 dBZ, respectivamente. No entanto, ao observar as flutuações temporais em um período de 4 anos, foi identificado que essa subestimativa variou mais em BRU do que em PPR. Em BRU, essas mudanças no β estiveram associadas ao desgaste e manutenção da pintura do radome e na avaria e troca do modulador do radar. Em PPR, essa associação não ficou evidente, mas houve uma tendência de queda de pouco mais de 3 dB no β entre 2015 e 2018. Após definição e aplicação das correções de refletividade, por meio de *offsets*, os valores de refletividade de BRU e PPR ficaram mais consistentes com o observado pelo dPR, com β menor que 2 dB para os casos testados. Essas correções, então, foram aplicadas a todo o conjunto de 4 anos de dados de radar durante as etapas posteriores do trabalho.

Durante a realização dos testes de sensibilidade do TITAN, foi constatado que quanto melhor (pior) a resolução na construção da matriz 3-D de dados volumétricos de refletividade, menor (maior) o número de células simples e complexas que o sistema identifica e rastreia, considerando as condições de geometria do feixe para um ângulo de abertura de 2º. Foi constatado também que quanto maior (menor) o limiar mínimo de refletividade utilizado para identificação de uma célula, diminui-se (aumenta) o tempo de rastreio e o volume da célula. Portanto, foram escolhidos para uso neste trabalho a resolução de 1 km para construção da matriz 3-D e limiar mínimo de refletividade de 40 dBZ em conjunto com o limiar mínimo de volume de 16 km^3. Além disso, nos testes do algoritmo de previsão, conclui-se que quanto maior (menor) o tempo de previsão por extrapolação, menor (maior) o POD e o CSI e maior o FAR. POD variou de 0,76 a 0,55, 0,37 a 0,72 e 0,52 a 0,22 nos tempos de previsão de 7,5 e 30 min, respectivamente para BRU e variou de 0,75 a 0,54, 0,40 a

0,76 e 0,50 a 0,20, para PPR.

Na estatística descritiva de 4 anos de dados de radar, foi identificado que a maioria (minoria) das famílias de tempestade ocorreram durante a estação do verão (inverno), 49% e 45,9% (6,2% e 9,1%) considerando os dados BRU e PPR, respectivamente. Foi constatado que a iniciação convectiva ocorreu preferencialmente no período da tarde e que a direção predominante de deslocamento dos sistemas é para ESE, embora a sazonalidade tenha uma influência, sendo o inverno a estação com maior proporção de tempestade se deslocando nessa direção. Foi observado também que houve uma relação sazonal dos valores de refletividade média e máxima, com os maiores (menores) valores ocorrendo no verão (inverno); o mesmo foi observado com os valores de topo médio e máximo. Foi obtida também uma correlação entre o máximo volume e tempo de duração das trilhas da família de tempestade de 0,59 (0,58) para BRU (PPR), assim como uma correlação entre o topo médio e volume médio de 0,57 (0,56).

Com relação à avaliação do comportamento dos parâmetros de refletividade nos 25 casos estudados, foi constatado um padrão de aumento (queda) dos valores de VIL, DVIL e VIHM no momento anterior (durante) o evento, considerado o horário aproximado de ocorrência; associação que vale também para as derivadas temporais desses mesmos parâmetros. Não foi demonstrado o mesmo padrão nos outros parâmetros de refletividade, exceto para HMA, que possui flutuação semelhante em alguns casos, mas com diferença de fase no tempo de ocorrênca. Houve a sugestão, portanto, de que a construção de um índice objetivo para monitoramento e previsão de tempestades levasse em conta os parâmetros VIL, DVIL, VIHM e suas derivadas temporais. Dos 25 casos estudados, 18 foram considerados como controle, 5 separados para testes e 2 utilizados como estudos de caso.

A partir da avaliação dos casos controle, foi realizada a construção de um índice de severidade que levasse em conta as derivadas temporais de VIL, DVIL e VIHM normalizados. Foi constatado que o índice possuía valores positivos (negativos) imediatamente antes (durante) a ocorrência do evento, de modo que pode-se associar esse padrão ao "crescimento" ("colapso") das tempestades. Desse modo, esse índice pode ser útil para finalidades operacinais de monitoramento e previsão de tempestades, uma vez que na fase de "crescimento" , i.e. índice positivo, a tempestade deve ser monitorada com atenção pelo meteorologista operacional, pois há condições para ocorrência de danos em superfície associados à CHF, VDV e/ou GRZ nos momentos seguintes do tempo de vida daquela tempestade. E quando a tempestade entrar na

fase de "colapso" , i.e. índice negativo, é o momento mais provável para ocorrência de danos em superfície, caso a tempestade esteja sobre uma área urbana ou uma área urbana vulnerável.

No entanto, devido ao caráter heterogêneo das tempestades estudadas, os casos foram discretizados com relação aos percentis de 25% e 75% dos valores nominais de VIL, DVIL e VIHM em três categorias de tempestade. Essa categorização, somado ao índice dinâmico, detalha as características da tempestade em "crescimento" que está sendo monitorada. A categoria 3 (27,8% dos casos) agrupou os casos com maiores valores de VIL, DVIL, VIHM, HMA, FOKR, POH, ECHOTOP e MAXZ e, portanto, foi considerada uma categoria de tempestades com forte intensidade. A categoria 1 (33,3% dos casos) agrupou os casos com menores valores desses mesmos parâmetros, sendo considerada uma categoria de tempestades com menor intensidade, mas com condições de provocar danos em superfície caso atinjam áreas urbanas vulneráveis. A categoria 2 (38,9% dos casos), por possuir valores de parâmetros de refletividade intermediários aos outros grupos, foi considerada como uma categoria de tempestades de média intensidade. O índice foi testado para os casos de teste e constatado que a parte dinâmica teve o mesmo padrão de "crescimento" e "colapso" dos casos controle em 100% dos casos, e 2 deles (40%) foram considerados como tempestades categoria 1, 1 (20%) como tempestade categoria 2 e 2 (40%) como tempestades categoria 3.

Os eventos selecionados para estudos de caso demonstram duas situações heterogêneas: uma tempestade de categoria 3, com altos valores de parâmetros de refletividade, e uma tempestade de categoria 1, com pequenos valores dos parâmetros de refletividade. No entanto, as duas tempestades causaram danos reportados no BDDNI, cada um na sua magnitude. Os dois casos, mesmo com as diferenças obtiveram o mesmo comportamento do índice dinâmico que os eventos dos casos controle e de testes. Portanto, é possível concluir que o índice de severidade proposto por este trabalho apresentou resultados satisfatórios.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Como sugestões para trabalhos futuros sugere-se:

a) Aplicação da metodologia de calibração de dados de radar utilizando radares com 1º de ângulo de abertura de feixe para aumentar a área amostrada (100 km de raio, ao invés de 60 km). E também a utilização de dados de radar de dupla polarização na aplicação de metodologias que levem em consideração não apenas o fator de refletividade do radar, mas também variáveis polarimétricas.

b) Utilização de uma série histórica maior que 4 anos de dados de radar, na tentativa de se fazer uma climatologia de tempestades no horizonte proposto pela estatística descritiva deste trabalho. A utilização conjunta dos dados do TRMM e GPM como referências para calibração poderia aumentar o intervalo da série histórica de 2015 a 2018 para de 1997 a 2019 (quase 22 anos de dados).

d) Validar e testar o índice de severidade proposto neste trabalho para um conjunto maior de casos e a relação destas tempestades com sistemas sinóticos e de mesoescala.

c) Estender tanto a calibração dos dados de radar quanto o estudo dos padrões dos parâmetros de refletividade das tempestades para outros radares em operação no país.

d) Utilizar a mesma metodologia (ou semelhante) de análise das tempestades para a construção de um índice de severidade que leve em conta variáveis polarimétricas de radares de dupla polarização.

e) Investigar o ambiente dinâmico e termodinâmico de meso-escala para ocorrêcia e desenvolvimento de tempestades sobre o IESP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBURN, S. A.; WOLF, P. L. VIL Density as a hail indicator. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 473–478, sep 1997. ISSN 0882-8156. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0434%281997%29012%3C0473%3AVDAAHI%3E2.0.CO%3B2>. 35

ANAGNOSTOU, E. N.; MORALES, C. A.; CALHEIROS, R. V. Calibration of ground weather radar systems from TRMM precipitation radar observations: application to the S-band radar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., Rio de Janeiro. **Anais...** 2000. p. 1893–1898. Disponível em: <https://pdfs.semanticscholar.org/64b0/d2d5379e3004ecf8986784e98a26af37ea30.pdf?{_}ga=2.79319636.1131393110.1523900254-1278403361.1523900254http://www.cbmet.com/cbm-files/12-2eda1f464ad8001bacd3fc27cd0ca8bd.pdf>. 42, 43, 44, 48, 67

ANAGNOSTOU, E. N.; MORALES, C. A.; DINKU, T. The use of TRMM precipitation radar observations in determining ground radar calibration biases. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 18, n. 4, p. 616–628, apr 2001. ISSN 0739-0572. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0426%282001%29018%3C0616%3ATUOTPR%3E2.0.CO%3B2>. 42, 45, 47, 48, 50, 51, 67, 75

ANGELIS, C. F.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C.; SILVA, S. A. A.; HENRIQUES, C. R.; NOGUEIRA, J. Rede de radares meteorológicos: ação conjunta DECEA - INPE/CPTEC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...** 2006. Disponível em: <https://www.redemet.aer.mil.br/uploads/2014/04/radar.pdf>. 2

ATLAS, D. **Radar in meteorology**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1990. 806 p. ISSN 00486604. ISBN 978-1-935704-15-7. Disponível em: <https://link.springer.com/book/10.1007/978-1-935704-15-7>. 12

BISWAS, S. K.; CHANDRASEKAR, V. Cross-validation of observations between the GPM dual-frequency precipitation radar and ground based dual-polarization radars. **Remote Sensing**, v. 10, n. 11, 2018. ISSN 20724292. Disponível em: <https://www.mdpi.com/2072-4292/10/11/1773>. 47

BOLEN, S. M.; CHANDRASEKAR, V. Methodology for aligning and comparing spaceborne radar and ground-based radar observations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, n. 5, p. 647–659, 2003. ISSN 07390572. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0426{%}282003{%}2920{%}3C647{%}3AMFAACS{%}3E2.0.CO{%}3B2>. 47

BROWNING, K. A. The structure and mechanisms of hailstorms. In: BORLAND, S. W. (Ed.). **Hail: a review of hail science and hail suppression**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1977. p. 1–47. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/978-1-935704-30-0{_}1>. 22

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The Thunderstorm: final report of the Thunderstorm Project**. Washington, D. C.: U. S. Government Print. Off, 1949. 287 p. 19

CEPED/UFSC. **Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2010**. São Paulo: [s.n.], 2013. 94 p. ISBN 9788564695085. 4, 7, 8, 9, 10

COSTA, I. C. da. **Avaliação dos dados produzidos pela rede de radares meteorológicos de banda "S" localizados no centro sul do Brasil**. 139 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.11.09/doc/publicacao.pdf>. 43, 44, 48, 67

DALIAKOPOULOS, I. N.; TSANIS, I. K. A weather radar data processing module for storm analysis. **Journal of Hydroinformatics**, v. 14, n. 2, p. 332, 2012. ISSN 1464-7141. Disponível em: <https://iwaponline.com/jh/article/14/2/332/3150/A-weather-radar-data-processing-module-for-storm>. 19

DEPARTAMENTO DE CONTROLE DO ESPAÇO AÉREO - DECEA. Manual de procedimentos operacionais do radar meteorológico. **Ministério da Defesa Comando da Aeronáutica**, p. 1–24, 2010. Disponível em: <https://publicacoes.decea.gov.br/?i=publicacao&id=4638>. 2

DIXON, M.; WIENER, G. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting—a radar-based methodology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 10, n. 6, p. 785–797, 1993. ISSN 0739-0572. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0426%281993%29010%3C0785%3ATTITAA%3E2.0.CO%3B2>. 2, 27, 29, 30, 31, 32, 54, 81

DOVIAK, R. J.; ZRNIĆ, D. S. Doppler radar and weather observations. **Doppler Radar and Weather Observations**, v. 33, p. 545, 1993. 16, 17, 19

FOOTE, G. B.; KRAUSS, T. W.; MAKITOV, V. Hail metrics using conventional radar. In: AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY ANNUAL MEETING, 85. **Proceedings...** 2005. p. 6. Disponível em: <https://ams.confex.com/ams/Annual2005/techprogram/paper_86773.htm>. 33, 35, 36, 37, 120

GOMES, A.; HELD, G. Determinação do parâmetro Densidade VIL para alerta de tempestades. In: ANAIS XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., Fortaleza. **Anais...** [S.l.], 2004. 35, 115

GOMES, A. M.; ESCOBEDO, J. F. Climatologia de tempestades na área central do estado de São Paulo usando radar meteorológico. **Energia na Agricultura**, v. 25, n. 1, p. 01, mar 2010. ISSN 2359-6562. Disponível em: <http://revistas.fca.unesp.br/index.php/energia/article/view/42>. 32

GOMES, A. M.; HELD, G.; VERNINI, R.; SOUZA, C. D. Analysis and validation of severe storm parameters derived from TITAN in Southeast Brazil. **Geophysical Research Abstracts EGU General Assembly**, v. 16, p. 2014–11803, 2014. Disponível em: <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-11803-1.pdf>. 5, 32, 33, 63, 120

GOMES, A. M.; LIMA, M. A.; HELD, G. Characteristics of storm cells observed by the first polarimetric C - band radar in Minas Gerais. In: EUROPEAN CONFERENCE ON SEVERE STORMS, Austria. **Proceedings...** 2015. p. 16–19. Disponível em: <https://meetingorganizer.copernicus.org/ECSS2015/ECSS2015-174-1.pdf>. 81

GOUDENHOOFDT, E.; DELOBBE, L. Statistical characteristics of convective storms in Belgium derived from volumetric weather radar observations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 4, p. 918–934, 2013. ISSN 1558-8424. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAMC-D-12-079.1>. 31, 32, 54, 56, 58

GOUDENHOOFDT, E.; REYNIERS, M.; DELOBBE, L. Long term analysis of convective storm tracks based on C-band radar reflectivity measurements. In: EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND

HYDROLOGY. **Proceedings...** 2010. d. Disponível em: <https://www.meteo.be/meteo/download/de/5369049/pdf/rmi_scpub-1427.pdf>. 54, 56, 78

GRECU, M.; OLSON, W. S.; MUNCHAK, S. J.; RINGERUD, S.; LIAO, L.; HADDAD, Z.; KELLEY, B. L.; MCLAUGHLIN, S. F.; GRECU, M.; OLSON, W. S.; MUNCHAK, S. J.; RINGERUD, S.; LIAO, L.; HADDAD, Z.; KELLEY, B. L.; MCLAUGHLIN, S. F. The GPM combined algorithm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 33, n. 10, p. 2225–2245, oct 2016. ISSN 0739-0572. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JTECH-D-16-0019.1>. 47, 51

GREENE, D. R.; CLARK, R. A. Vertically integrated liquid water—a new analysis tool. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 7, p. 548–552, 1972. ISSN 0027-0644. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493{%}281972{%}29100{%}3C0548{%}3AVILWNA{%}3E2.3.CO{%}3B2>. 34

HAN, L.; FU, S.; YANG, G.; WANG, H.; ZHENG, Y.; LIN, Y. Stochastic method for convective storm identification, tracking and nowcasting. **Progress in Natural Science**, v. 18, n. 12, p. 1557–1563, 2008. ISSN 10020071. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pnsc.2008.06.006>. 81

HAN, L.; FU, S.; ZHAO, L.; ZHENG, Y.; WANG, H.; LIN, Y.; HAN, L.; FU, S.; ZHAO, L.; ZHENG, Y.; WANG, H.; LIN, Y. 3D Convective Storm Identification, Tracking, and Forecasting—An Enhanced TITAN Algorithm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 4, p. 719–732, 2009. ISSN 0739-0572. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JTECHA1084.1>. 28

HAYNES, K.; ECKLEY, I. A.; FEARNHEAD, P. Efficient penalty search for multiple changepoint problems. **arXiv:1412.3617**, p. 1–23, 2014. Disponível em: <http://arxiv.org/abs/1412.3617>. 52, 53

HOUZE, R. **Clouds dynamics**. San Diego: Academic Press, 1993. 335–401 p. ISBN 0123568811. 24, 25, 26

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, p. RG4003, 2004. ISSN 8755-1209. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/2004RG000150>. 25, 26

IGUCHI, A. T.; SETO, S.; MENEGHINI, R.; YOSHIDA, N.; AWAKA, J.; LE, M.; CHANDRASEKAR, V.; BRODZIK, S.; KUBOTA, T. GPM/DPR Level-2

algorithm theoretical basis document. n. August 2015, 2018. Disponível em: <https://pmm.nasa.gov/resources/documents/gpmdpr-level-2-algorithm-theoretical-basis-document-atbd>. 46, 47

JOHNS, R. H.; DOSWELL, C. A. Severe local storms forecasting. **Weather and Forecasting**, v. 7, n. 4, p. 588–612, dec 1992. ISSN 0882-8156. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0434{%}281992{%}29007{%}3C0588{%}3ASLSF{%}3E2.0.CO{%}3B2>. 26

KILLICK, R.; ECKLEY, I. A. Changepoint: an R package for changepoint analysis. **Journal of Statistical Software**, v. 58, n. 3, 2014. Disponível em: <https://www.jstatsoft.org/article/view/v058i03>. 52, 53

KILLICK, R.; FEARNHEAD, P.; ECKLEY, I. A. Optimal detection of changepoints with a linear computational cost. **Journal of the American Statistical Association**, v. 107, n. 500, p. 1590–1598, 2012. ISSN 01621459. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.2012.737745>. 53

LEAL, D. C. **Determinação e avaliação do parâmetro Densidade VIL para alertas de tempestades**. 71 p. Monografia (Conclusão de curso em Geografia) — Universidade Estadual Paulista, Ourinhos, 2008. Disponível em: <https://www.ourinhos.unesp.br/Home/Pesquisa/GruposdeEstudo/Clima/069.pdf>. 35, 115

LEAL, D. C.; NERY, J. T.; HELD, G. Análise de tempestade potencialmente severa utilizando dados de radar meteorológico. **Revista Geonorte, Edição Especial 2**, v. 1, n. 5, p. 855 – 866, 2012. ISSN 2237-1419. Disponível em: <http://www.periodicos.ufam.edu.br/revista-geonorte/article/view/2438/2248>. 32

MARCELINO, E. V. **Desastres naturais e geotecnologias - conceitos básicos**. Santa Maria: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2008. 40 p. ISBN INPE-15208-PUD/193. 7

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. [S.l.]: Wiley-Blackwell, 2010. 414 p. ISBN 9780470682104. 23, 24

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, v. 5, n. 4, p. 165–166, 1948. ISSN 0095-9634.

Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281948%29005%3C0165%3ATDORWS%3E2.0.CO%3B2>. 33, 34

MAY, P. T.; BALLINGER, A.; MAY, P. T.; BALLINGER, A. The statistical characteristics of convective cells in a monsoon regime (Darwin, Northern Australia). **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 1, p. 82–92, jan 2007. ISSN 0027-0644. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR3273.1>. 31

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. In: DOSWELL, C. A. (Ed.). **Severe convective storms**. Boston: American Meteorological Society, 2001. cap. 11, p. 433–480. ISBN 978-1-878220-41-7. 26

MONTZ, B. E.; GRUNTFEST, E. Flash flood mitigation: recommendations for research and applications. **Environmental Hazards**, v. 4, p. 15–22, 2002. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1464286702000116>. 7

MORALES, C. A.; AMORIM, W. C. Methodology for the ingration of a weather radar network: application to the stape of São Paulo. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 2, p. 1036–1053, 2016. ISSN 2179-460X. Disponível em: <http://periodicos.ufsm.br/cienciaenatura/article/view/17328>. 50

MULHOLLAND, J. P.; NESBITT, S. W.; TRAPP, R. J.; RASMUSSEN, K. L.; SALIO, P. V. Convective storm life cycle and environments near the Sierras de Córdoba, Argentina. **Monthly Weather Review**, v. 146, n. 8, p. 2541–2557, 2018. ISSN 15200493. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/MWR-D-18-0081.1>. 58

NASCIMENTO, E. d. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 121–140, 2005. Disponível em: <http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_artigo.php?id_artigo=95>. 26

NASCIMENTO, E. d. L.; HELD, G.; GOMES, A. M. A multiple-vortex tornado in southeastern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 9, p. 3017–3037, sep 2014. ISSN 0027-0644. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/MWR-D-13-00319.1>. 32

PETER, J. R.; MANTON, M. J.; POTTS, R. J.; MAY, P. T.; COLLIS, S. M.; WILSON, L.; PETER, J. R.; MANTON, M. J.; POTTS, R. J.; MAY, P. T.;

COLLIS, S. M.; WILSON, L. Radar-derived statistics of convective storms in southeast Queensland. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 54, n. 10, p. 1985–2008, oct 2015. ISSN 1558-8424. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAMC-D-13-0347.1>. 31, 54

QUEIROZ, A. P. de. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar**. 128 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <https://www.redemet.aer.mil.br/uploads/2015/03/dissertacao_de_mestrado6.pdf>. 5, 33, 43, 63, 102

RAGHAVAN, S. **Radar meteorology**. Dordrecht: Springer, 2003. 549 p. (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library). ISBN 978-90-481-6416-5. 16, 19, 20

RINEHART, R. E. **Radar for meteorologists**. 4. ed. Necada: Rinehart Publishing, 2004. 482 p. ISBN 9780965800235. 13, 16, 17, 19

SARAIVA, I. **Variabilidade regional das nuvens de chuva na bacia amazônica visto por uma rede de radares meteorológicos**. 146 p. Tese (Doutorado em Clima e Ambiente) — Instituto de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 2016. Disponível em: <http://bdtd.inpa.gov.br/handle/tede/2174>. 44, 45, 48

SARAIVA, I.; LEIVAS, J. F.; RIBEIRO, G. G.; BRASIL, M.; BARBOSA, R. G.; FILHO, J. Aplicação de um Método de Calibração no Radar Meteorológico de Tefé, Amazonas, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., Belém do Pará. **Anais...** 2001. p. 1–5. Disponível em: <http://www.sbmet.org.br/cbmet2010/artigos/816{_}89590.pdf>. 44, 45, 48

SCHILD, G.; MEIRELES, V. H. P.; GURJÃO, C. D. S.; HELD, G.; GOMES, A. M.; ZEPKA, G. S.; NACCARATO, K. P. Analysis of the development and structure of a severe storm leading to the spawning of a tornado in Southeast Brazil. In: 23RD INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 23. **Proceedings...** Tucson, 2014. Disponível em: <http://plutao.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/plutao/2014/12.01.12.53.41/doc/Schild_Analysis.pdf>. 32, 37

SCHWALLER, M. R.; Robert Morris, K. A ground validation network for the global precipitation measurement mission. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 28, n. 3, p. 301–319, 2011. ISSN 07390572. Disponível

em: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/2010JTECHA1403.1>. 46, 47

SIMPSON, J.; KUMMEROW, C.; TAO, W. K.; ADLER, R. F. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 60, n. 1-3, p. 19–36, 1996. ISSN 0177-7971. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/BF01029783>. 42, 47

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (Ed.). **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico, 2009. 196 p. ISBN 9788587235091. 7, 9

TUCCI, C. E. M. Controle de enchentes. In: TUCCI, C. E. M. (Ed.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: UFGRS, 1983. p. 944. 7

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233–245, 2008. ISSN 08828156. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2007WAF2006121.1>. 33

WALDVOGEL, A.; FEDERER, B.; GRIMM, P. Criteria for the detection of hail cells. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 12, p. 1521–1525, dec 1979. ISSN 0021-8952. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281979%29018%3C1521%3ACFTDOH%3E2.0.CO%3B2>. 36

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. 2. ed. Amsterdan: Academic Press, 2006. 504 p. ISBN 9780080499536. 10, 11, 21, 22, 23, 24, 25, 26

WARREN, R. A.; PROTAT, A.; SIEMS, S. T.; RAMSAY, H. A.; LOUF, V.; MANTON, M. J.; KANE, T. A. Calibrating ground-based radars against TRMM and GPM. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 35, n. 2, p. 323–346, 2018. ISSN 15200426. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JTECH-D-17-0128.1>. 46

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective storms. In: RAY, P. (Ed.). **Mesoscale meteorology and forecasting**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1986. cap. 15, p. 331–358. ISBN 978-1-935704-20-1. 20, 23

WILKS, D. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Diego: USA: Academic Press, 1995. 649 p. 55, 56, 57, 59

WILLIAMS, J. **The AMS weather book: the ultimate guide to America's weather**. Chicago: Chicago University Press, 2010. 368 p. ISBN 978-1-935704-55-3. 21

ANEXO A - CASOS CONTROLE E TESTES - BRU

Figura A.1 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 08/09/2015 (Garça).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 08/09/2015 (Bocaina).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 10/05/2015 (Tabatinga).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.4 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 15/12/2015 (São Manuel).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.5 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 17/01/2018 (Ibitinga).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.6 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 17/11/2017 (Piracicaba).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.7 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 18/02/2016 (Araraquara).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.8 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 20/03/2018 (São Carlos).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.9 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 23/03/2016 (Avaré).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.10 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 25/09/2015 (Canitar).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.11 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 27/01/2015 (Araraquara).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.12 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 11/12/2015 (Borborema).

Fonte: Produção do autor.

Figura A.13 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 24/01/2018 (Araraquara).

Fonte: Produção do autor.

ANEXO B - CASOS CONTROLE E TESTES - PPR

Figura B.1 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 10/09/2015 (Panorama).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.2 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 17/01/2017 (Tupã).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.3 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 18/01/2018 (Dracena).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.4 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 20/10/2016 (Maracaí).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.5 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 21/05/2017 (Pauliceia).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.6 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 21/05/2017 (Tupi Paulista).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.7 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso controle - 25/01/2017 (Lucélia).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.8 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 02/10/2015 (Osvaldo Cruz).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.9 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 09/10/2015 (Presidente Venceslau).

Fonte: Produção do autor.

Figura B.10 - CAPPI 3 km com relação aos 240 km de cobertura (superior esquerdo) e com foco na célula de interesse (superior direito), *clusters* das células do TITAN (inferior esquerdo) e seção vertical da célula de interesse (inferior direito) - Caso teste - 21/05/2017 (Paulicéia).

Fonte: Produção do autor.